

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Petrología y Geoquímica



**EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL
SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

David Orejana García

Bajo la dirección del doctor:
Carlos Villaseca González

Madrid, 2006

ISBN: 978-84-669-2937-0



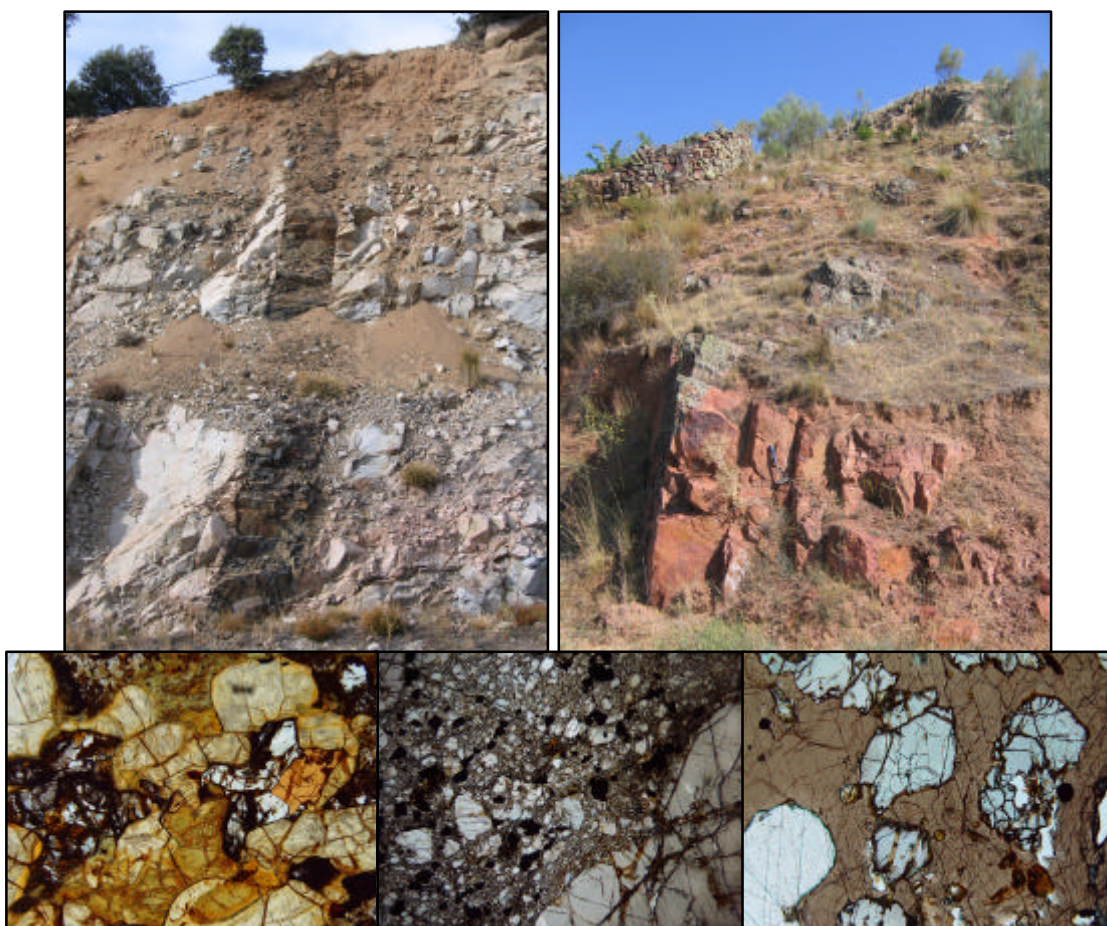
Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Petrología y Geoquímica



Tesis Doctoral

David Orejana García

EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL



Madrid 2006

Tesis Doctoral

David Orejana García

EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Director: Dr. Carlos Villaseca González

Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Petrología y Geoquímica

Madrid 2006

**A mis padres y hermanos
y a Carolina**

AGRADECIMIENTOS

Los cuatro años y cuatro meses, aproximadamente, que me ha llevado la realización de este trabajo han pasado, como suele ocurrir cuando uno está a gusto con lo que hace, volando. Quizá, saber que en el momento que uno comienza la tesis también se da inicio una cuenta atrás casi inevitable, ayuda bastante a ello. No obstante, llegar al final con aprovechamiento, tanto a nivel profesional como personal, es algo que no solamente depende de uno mismo, sino de otros muchos factores que suelen sumarse para terminar constituyendo una gran ayuda. Entre esos factores, los más importantes, por supuesto, son las personas que, de múltiples maneras, favorecen que una investigación doctoral llegue a buen puerto y que esto ocurra en un ambiente agradable. Por lo tanto, a continuación espero dar cumplida cuenta de la totalidad de las personas que me han ayudado y apoyado en este tiempo.

En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a Carlos Villaseca, mi director de tesis y la persona que me abrió la puerta al mundo de la investigación. Su labor, como la de cualquier director de tesis, es fundamental en el buen desarrollo de la investigación del doctorando. Su constante ayuda e interés me han ahorrado tiempo y esfuerzo y me han aportado una formación precisa y sólida. Desarrollar este trabajo junto a él ha sido muy sencillo y agradable. Con suerte, esta relación no concluirá con la tesis.

Desde el momento que me incorporé al Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geología de la Universidad Complutense de Madrid, comencé a sentirme como uno más. He disfrutado de todos los medios disponibles y he tenido acceso a cuanto material me ha sido necesario. Todos los miembros del departamento deben sentirse incluidos en esta mención, tanto profesores como becarios, sin embargo, a modo representativo, quiero dar las gracias a los dos directores del departamento habidos durante mi estancia en este centro: José Pedro Calvo Sorando y Manuel Bustillo Revuelta, que siempre han estado a mi disposición para lo que he necesitado, y a María José Huertas por su preocupación a la hora de proveer de material mi despacho, y cuya atención y simpatía son siempre un fuerte estímulo y una satisfacción.

Agradezco la necesaria e inestimable ayuda recibida durante la realización de las variadas técnicas analíticas que he llevado a cabo durante el desarrollo de esta investigación: a José González del Tánago y Alfredo Fernández Larios por su información y consejos acerca del manejo de la Microsonda Electrónica; a Bruce Paterson por su ayuda en el conocimiento y utilización del equipo de ablación láser acoplada a un ICP-MS, durante mis estancias en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Bristol; a Carmen Galindo, José Manuel Fuenlabrada Pérez y José Antonio Hernández Jiménez, por poner a mi disposición el equipamiento y material del Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, así como por dedicar una parte de su tiempo para instruirme en los fundamentos de la técnica y el equipo (TIMS) y en los procedimientos químicos de disolución y concentración previos al análisis; a Tina Hayes por su ayuda paciente y constante durante el trabajo conjunto de preparación de las muestras para análisis isotópico Sr-Nd durante mi estancia en el Centro de Oceanografía de Southampton, y a Rex N. Taylor, por sus consejos durante la interpretación de los resultados; a Kjell Billström por su

cuidadoso seguimiento de mi trabajo en los laboratorios del Museo de Historia Natural de Estocolmo, así como por el tiempo empleado en mejorar mi conocimiento sobre el sistema isotópico del Pb común y por su productiva discusión de los resultados obtenidos; y a Jesús Solé, del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, por la realización de los análisis de K-Ar.

Doy también las gracias a Pedro, Carmen y Marián, del laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica, por su trabajo y ayuda en la elaboración de láminas delgadas, machaqueo de muestras y separación de minerales.

A Alfonso González Ubanell por aportar sus conocimientos sobre el área de estudio y los afloramientos de los sistemas de diques estudiados.

Igual de importante que la ayuda en el trabajo, lo es el apoyo diario. Quiero dar las gracias a mis compañeros, tanto los que ahora están en otro sitio como los que aún están por aquí: Cristina, Mina, Rosana, Elena, Ruth, Tomás, Iván, Rubén, Nuria, Omid, Virginia, Paula, Antonio, Rafa y Raúl. También a José Ángel López García, Josema, Carlos y Lourdes.

Finalmente, quiero dar las gracias a mi familia, que me ha apoyado y animado en todo momento, y a Carolina, que me ha servido de referencia constante, haciendo que los momentos malos no lo fuesen tanto, aguantando todo lo que conlleva un doctorando con la beca agotada y ayudándome en todo momento y circunstancia.

Gracias a todos.

RESUMEN

El magmatismo alcalino Pérmico que atraviesa el Sistema Central Español (SCE) está constituido por dos grupos de diques post-Hercínicos: 1) lamprófidos y diabasas, y 2) pórfidos monzo-sieníticos.

Los lamprófidos y diabasas son rocas básicas y ultrabásicas que, de acuerdo con su composición en elementos traza, no parecen haber sufrido fenómenos de contaminación cortical, sin que hayan participado tampoco fuentes ligadas a eventos de subducción en su génesis. Muestran un fuerte enriquecimiento en elementos traza altamente incompatibles, lo que indica que derivan de fundidos formados a partir de un manto metasomatizado. Su composición isotópica permite diferenciar dos grupos: uno isotópicamente empobrecido y uno isotópicamente enriquecido, lo cual implicaría que la fusión se produjo en dos niveles de manto distintos.

Estos diques transportan un conjunto de piroxenitas y hornblenditas que corresponden con acumulados magmáticos, algunos de ellos formados directamente a partir de los fundidos alcalinos del Sistema Central Español, siendo el resto acumulados previos arrastrados por los diques, y que pueden estar metasomatizados por dichos fundidos alcalinos.

Los diques de pórfidos monzo-sieníticos aparecen estrechamente asociados en el campo a los de lamprófidos. Su composición es muy heterogénea, indicando un importante proceso de cristalización fraccionada. La química de elementos traza e isotópica es muy similar a la de los diques de lamprófidos isotópicamente enriquecidos del SCE, lo cual sugiere que los pórfidos monzo-sieníticos se han formado por la diferenciación de los magmas lamprófidos como consecuencia de un fenómeno de cristalización fraccionada.

Los datos geocronológicos indican que la edad más probable para el magmatismo alcalino se situaría en el rango 265-250 Ma. Este magmatismo durante el Pérmico se asigna a un periodo de rifting post-Hercínico, probablemente en los inicios de la apertura nor-Atlántica, como consecuencia de la descompresión adiabática de la astenosfera y niveles metasomatizados del manto litosférico.

THE ALKALINE PERMIAN MAGMATISM FROM THE SPANISH CENTRAL SYSTEM

(Resumen en Inglés)

The alkaline Permian magmatism which cross-cut the Spanish Central System (SCS) is composed by two post-Hercynian dyke groups: 1) lamprophyres and diabases and 2) monzo-syenitic porphyries.

The lamprophyres and diabases are basic to ultrabasic rocks whose trace element composition does not support a significant crustal assimilation or the involvement of a subduction derived component. The high incompatible trace element composition of these magmas indicates derivation from a metasomatised mantle. Their isotopic composition allow us to distinguish two different groups: one isotopically depleted and one isotopically enriched, suggesting that melting occurred at two different mantle sources.

These dykes carry mafic and ultramafic pyroxenites and hornblendites, corresponding with magmatic cumulates, some of them representing segregates directly crystallized from the alkaline magmas, whilst the rest are previous cumulates which may show a metasomatic composition caused by the infiltration of the alkaline melts.

The monzo-syenitic porphyries are closely associated with the lamprophyres in the outcrops. They give rise to a heterogeneous composition due to crystal fractionation. Their trace element and isotopic composition is similar to that of the isotopically enriched lamprophyres, suggesting that monzo-syenites derive from lamprophyric magmas as a consequence of fractional crystallization within deep magma chambers.

The geochronological data indicate that the most probable age of intrusion for the alkaline dykes would be in the range 265-250 Ma. The alkaline magmatism intrudes in the SCS in the context of the extensive post-Hercynian rift system developed during Permian within Western-Central Europe. Lithosphere thinning would produce melting within the upper mantle due to adiabatic decompression but, probably, without the involvement of a mantle plume.

PALABRAS CLAVE

Lamprófidos, acumulados magmáticos, monzo-sienitas.

KEY WORDS

Lamprophyres, magmatic cumulates, monzo-syenites

ÍNDICE

Agradecimientos

Resumen *i*

Abridged english version *iii*

I. INTRODUCCIÓN **1**

I.1. INTRODUCCIÓN **3**

I.1.1. EL MAGMATISMO ALCALINO 3

I.1.2. LOS LAMPRÓFIDOS ALCALINOS 4

I.1.3. LOS PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS 6

I.1.4. INCLUSIONES DEL MANTO EN ROCAS ALCALINAS 7

I.1.5. EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL SCE 9

I.2. OBJETIVOS **11**

I.3. CONTEXTO GEOLÓGICO **12**

I.3.1. ENCUADRE GEOGRÁFICO 12

I.3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO 13

I.4. ANTECEDENTES **18**

I.4.1. LOS DIQUES ALCALINOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL 18

I.4.2. LOS ENCLAVES INCLUIDOS EN LOS LAMPRÓFIDOS DEL SCE 21

I.5. METODOLOGÍA **22**

I.5.1. ESTUDIO PREVIO 22

I.5.2. TRABAJO DE CAMPO 22

I.5.3. PREPARACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS 23

I.5.3.1. Preparación de láminas delgadas y láminas gruesas 23

I.5.3.2. Análisis petrográfico 24

I.5.3.3. Análisis de elementos mayores en minerales (Microsonda Electrónica) 24

I.5.3.4. Análisis de elementos traza en minerales (LA-ICP-MS)..... 24

I.5.3.5. Machaqueo de las muestras para análisis químico e isotópico 26

I.5.3.6. Análisis químicos de roca total 26

I.5.3.7. Análisis isotópicos de Sr-Nd 27

I.5.3.8. Análisis isotópicos de Pb común 28

I.5.3.9. Análisis de K-Ar para la datación de los diques 28

I.5.4. ESTUDIO DE LOS DATOS Y ESTABLECIMIENTO DE CONCLUSIONES 29

II. LOS DIQUES ALCALINOS DE LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL **31**

II.1. PETROGRAFÍA **33**

II.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO 33

II.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO	36
II.1.2.1. Matriz	36
II.1.2.2. Fenocristales	36
II.1.2.3. Ocelos, glóbulos o vesículas	41
II.1.2.3.a. Ocelos feldespáticos	41
II.1.2.3.b. Ocelos carbonatados	41
II.1.2.3.c. Vesículas con clinopiroxenos aciculares	41
II.1.2.4. Alteraciones	43
II.2. QUÍMICA MINERAL	44
II.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS	44
II.2.1.1. Clinopiroxeno	44
II.2.1.1.a. Clinopiroxenos de la matriz	44
II.2.1.1.b. Fenocristales de clinopiroxeno	44
II.2.1.1.c. Agregados de clinopiroxenos de estructuras vesiculares	49
II.2.1.2. Anfíbol	51
II.2.1.2.a. Anfíbol de la matriz	52
II.2.1.2.b. Fenocristales de anfíbol	52
II.2.1.2.c. Anfíbol de ocelos feldespáticos	52
II.2.1.3. Olivino	55
II.2.1.4. Feldespatos	56
II.2.1.4.a. Feldespatos de la matriz	56
II.2.1.4.b. Fenocristales de plagioclasea	58
II.2.1.4.c. Feldespatos en ocelos	58
II.2.1.4.d. Feldespatos de estructuras vesiculares	59
II.2.1.5. Micas	59
II.2.1.5.a. Matriz	59
II.2.1.5.b. Fenocristales	61
II.2.1.5.c. Ocelos feldespáticos	62
II.2.1.6. Grupo de la espinela	62
II.2.1.6.a. Matriz	62
II.2.1.6.b. Fenocristales	62
II.2.1.7. Ilmenita	65
II.2.1.8. Apatito	66
II.2.1.9. Otros minerales	67
II.2.2. ELEMENTOS TRAZA	68
II.2.2.1. Clinopiroxeno	68
II.2.2.2. Anfíbol	75
II.2.2.3. Flogopita	77
II.2.2.4. Apatito	78
II.2.2.5. Feldespato	79

II.2.2.6. Calcita	80
II.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	82
II.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES	82
II.3.2. ELEMENTOS MAYORES	86
II.3.3. ELEMENTOS TRAZA	91
II.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	95
II.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	101
II.4.1. INTRODUCCIÓN	101
II.4.2. CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	101
II.4.2.1. Zonado normal en fenocristales	104
II.4.3. MEZCLA DE MAGMAS EN CÁMARAS MAGMÁTICAS	107
II.4.4. ORIGEN DE LOS OCELOS Y DE LAS ESTRUCTURAS VESICULARES DE LOS DIQUES	110
II.4.4.1. Ocelos feldespáticos	110
II.4.4.2. Ocelos carbonáticos	114
II.4.4.3. Vesículas con clinopiroxenos aciculares	115
II.4.5. ¿ASIMILACIÓN DE MATERIALES CORTICALES?	116
II.4.6. CARACTERÍSTICAS DE LAS FUENTES MANTÉLICAS	119
II.4.6.1. Composición mineralógica del área fuente	119
II.4.6.2. Heterogeneidad de las fuentes de manto	123
II.4.7. ¿MANTO LITOSFÉRICO O MANTO ASTENOSFÉRICO?	129
III. MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS DE LOS LAMPRÓFIDOS ALCALINOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	133
III.1. INTRODUCCIÓN	135
III.2. ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS	137
III.2.1. LOS AFLORAMIENTOS	137
III.2.2. PETROGRAFÍA	137
III.2.2.1. Enclaves alterados (tipo I)	140
III.2.2.2. Piroxenitas con espinela (tipo II)	140
III.2.2.3. Clinopiroxenitas hidratadas (tipo III)	144
III.2.2.4. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV)	144
III.2.3. QUÍMICA MINERAL	145
III.2.3.1. Clinopiroxeno	145
III.2.3.1.a. Enclaves alterados	146
III.2.3.1.b. Piroxenitas con espinela	150
III.2.3.1.c. Clinopiroxenitas hidratadas	153
III.2.3.1.d. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol	154
III.2.3.2. Ortopiroxeno	156
III.2.3.3. Anfíbol	157
III.2.3.3.a. Enclaves alterados	157

III.2.3.3.b. Clinopiroxenitas hidratadas	160
III.2.3.3.c. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol	162
III.2.3.4. Flogopita	163
III.2.3.5. Plagioclasa	168
III.2.3.6. Espinela.....	172
III.2.3.7. Apatito	174
III.2.3.8. Calcita	175
III.2.4. QUÍMICA DE ROCA TOTAL	175
III.2.4.1. Elementos mayores	175
III.2.4.2. Elementos traza	178
III.2.5. QUÍMICA ISOTÓPICA	183
III.3. MEGACRISTALES	188
III.3.1. CLINOPIROXENO	188
III.3.1.1. Petrografía	188
III.3.1.2. Composición química	188
III.3.2. ANFÍBOL	192
III.3.2.1. Petrografía	192
III.3.2.2. Composición química	192
III.3.3. PLAGIOCLASA	196
III.3.3.1. Petrografía	196
III.3.3.2. Composición química	197
III.3.4. ESPINELA	199
III.3.4.1. Petrografía	199
III.3.4.2. Composición química	202
III.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	204
III.4.1. EL ORIGEN DE LOS MEGACRISTALES	204
III.4.1.1. Clinopiroxenos	204
III.4.1.2. Anfíboles y plagioclasas	205
III.4.1.3. Espinelas	207
III.4.2. ESTIMACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA	208
III.4.3. PROCESOS DE SEGREGACIÓN Y ACUMULACIÓN EN LA BASE DE LA CORTEZA	212
III.4.3.1. Xenolitos de piroxenitas con espinela y hornblenditas	214
III.4.3.2. Clinopiroxenitas hidratadas	218
III.4.4. EL ORIGEN DE LOS ENCLAVES ALTERADOS: FENÓMENOS DE METASOMATISMO	219
III.4.4.1. Metasomatismo carbonatado (enclaves alterados 104394 y 105776)	221
III.4.4.2. Metasomatismo por fundidos silíceos (enclave alterado 104546B y clinopiroxenitas hidratadas)	225
III.4.4.3. Metasomatismo por fluidos ricos en agua (enclave alterado 105787)	228

IV. LOS DIQUES ALCALINOS DE PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	231
IV.1. PETROGRAFÍA	233
IV.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO	233
IV.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO	233
IV.1.2.1. Matriz	233
IV.1.2.2. Fenocristales	237
IV.1.2.3. Ocelos y amígdalas	238
IV.2. QUÍMICA MINERAL	239
IV.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS	239
IV.2.1.1. Feldespatos	239
IV.2.1.2. Anfíbol	241
IV.2.1.3. Mica	244
IV.2.1.4. Ti-magnetita	247
IV.2.1.5. Apatito	249
IV.2.1.6. Minerales accesorios	250
IV.2.2. ELEMENTOS TRAZA	251
IV.2.2.1. Anfíbol	251
IV.2.2.2. Plagioclasa	252
IV.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	253
IV.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES	253
IV.3.2. ELEMENTOS MAYORES	256
IV.3.3. ELEMENTOS TRAZA	258
IV.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	265
IV.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	269
IV.4.1. MODELO DE FRACCIONAMIENTO CRISTALINO	269
IV.4.2. PROBLEMAS DE ASIMILACIÓN CORTICAL	276
IV.4.3. EL ORIGEN DE LOS DIQUES MONZO-SIENÍTICOS Y SU RELACIÓN CON LOS MAGMAS LAMPROFÍDICOS	282
V. LOS DIQUES ALCALINOS DEL SCE EN EL CONTEXTO DEL MAGMATISMO PERMO-CARBONÍFERO DE EUROPA OCCIDENTAL	297
V.1. EDAD DEL MAGMATISMO ALCALINO DEL SCE	299
V.2. CONTEXTO GEODINÁMICO	303
V.3. LA PROVINCIA TECTONO-MAGMÁTICA PERMO-CARBONÍFERA DE EUROPA OCCIDENTAL	305
V.4. EL MAGMATISMO PERMO-CARBONÍFERO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	310
VI. CONCLUSIONES	317
Conclusions (English version)	325

VII. BIBLIOGRAFÍA	329
VIII. ANEXOS (Tablas de análisis químicos de minerales)	355
VIII.1. LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	357
VIII.2. MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS	377
VIII.3. PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	391

RESUMEN

El batolito del Sistema Central Español (SCE) se encuentra cortado por distintos sistemas de diques post-Hercínicos formados por rocas de origen mantélico. Dos de ellos afloran con direcciones comprendidas entre N20W y N30E y constituyen una suite alcalina compuesta por lamprófidos y diabasas, por un lado, y pórfidos monzo-sieníticos por otro.

Los lamprófidos y diabasas conforman un grupo relativamente heterogéneo. En su conjunto se caracterizan por su aspecto porfídico y la abundancia de fenocristales máficos (clinopiroxeno, anfíbol, flogopita y ulvoespinela), salvo en las diabasas, donde domina la plagioclasa, y por la presencia de megacristales y enclaves variados (dentro de los que destacan xenolitos máficos y ultramáficos ricos en piroxeno). La química de los lamprófidos y diabasas no corresponde con la que cabría esperar de fundidos primarios originados en el manto. En función de sus contenidos en Na y K pueden dividirse en diques sódicos y potásicos. La tendencia de variación de la composición de todos ellos indica que deben haber sufrido un proceso de cristalización fraccionada, fundamentalmente de olivino + clinopiroxeno \pm anfíbol \pm flogopita \pm ulvoespinela. Poseen una compleja química mineral, sobre todo al considerar los zonados presentes en fenocristales de clinopiroxeno, cuya tendencia inversa apunta hacia fenómenos de mezcla de magmas en cámaras magmáticas e incorporación de los cristales a los fundidos más primitivos que darían lugar a los diques. Su química de elementos traza es muy parecida a la de los OIB y se caracteriza por elevados contenidos de los elementos más incompatibles, con anomalías positivas de Nb-Ta y negativas de Pb en diagramas multielementales normalizados al manto primitivo. Las relaciones de elementos traza incompatibles son propias de fundidos generados a partir de una fuente de manto enriquecida que se encontraría en el campo de estabilidad del granate y que habría fundido en presencia de apatito, anfíbol y/o flogopita. La química isotópica refleja la participación de dos fuentes distintas durante la fusión en el manto: una fuente empobrecida de tipo astenosférico (ϵNd en el rango 4 a 7.1 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial igual a 0.70297-0.70378) y una fuente más enriquecida (similar al BSE) de origen litosférico (ϵNd entre -0.9 y 1.4 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial en el rango 0.70438-0.70515). Ésta última podría haber sufrido un proceso de metasomatismo debido a la entrada de fundidos ricos en volátiles y elementos incompatibles procedentes de la astenosfera.

Los enclaves máficos y ultramáficos que transportan los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se caracterizan por la ausencia de olivino y la abundancia de clinopiroxeno. Se pueden diferenciar cuatro tipos de enclaves: i) enclaves alterados (ortopiroxenitas en base a su composición normativa), ii) piroxenitas con espinela (clinopiroxenitas y websteritas), iii) clinopiroxenitas hidratadas y iv) hornblenditas. Las estimaciones de P-T indican un nivel de procedencia próximo al límite corteza-manto. La química del clinopiroxeno apunta a un origen de tipo acumulado o segregado en todos los casos, debido a los contenidos con frecuencia elevados en Al, Ti y LREE y los valores medio-altos de Mg#. La presencia en los enclaves alterados de anfíbol y clinopiroxeno con un fuerte enriquecimiento en LREE estarían de acuerdo con un complejo fenómeno de metasomatismo provocado por un fundido alcalino rico en H_2O y CO_2 (probablemente debido al magma alcalino que da origen a los diques del SCE). Tanto los enclaves alterados como algunas piroxenitas con espinela muestran texturas de reequilibrio en estado sólido y una composición isotópica que hace pensar que no se formaron directamente a partir del magmatismo alcalino.

Las piroxenitas con espinela poseen anfíboles y clinopiroxenos con características de acumulados ígneos formados a alta presión. Esto mismo ocurre con los minerales de los enclaves de hornblenditas, aunque en este caso, las texturas magmáticas y la composición isotópica los relacionan genéticamente con los diques que los transportan. Las clinopiroxenitas hidratadas no han podido ser analizadas en cuanto a isótopos, pero la química de sus minerales parece indicar que corresponden con acumulados formados a partir del magmatismo alcalino Pérmico. Los megacrístales de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y espinela, presentes en los diques, poseen una composición semejante a la que estas mismas fases tienen en los enclaves máficos y ultramáficos, lo que sugiere que en algunos casos son el resultado de la fragmentación de dichas rocas y en otros son acumulados ígneos de alta presión cristalizados en una cámara magmática a partir del fundido alcalino que da lugar a los lamprófidos y diabasas.

Los diques de pórfidos monzo-sieníticos aparecen estrechamente asociados en el campo a los de lamprófidos y diabasas. Se caracterizan por una composición química muy heterogénea, desde términos básicos a ácidos, que parece indicar un fuerte proceso de diferenciación. Un modelo de fraccionamiento cristalino explicaría adecuadamente dicha variación, estableciendo dos etapas en las que la diferenciación del magma original básico se habría producido por un fraccionamiento del 55% y del 75-80%, respectivamente, estando implicadas, al menos, las siguientes fases: anfíbol, biotita, plagioclasa, feldespato alcalino, Ti-magnetita y apatito. La química de elementos traza es muy similar a la de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, mostrando también anomalías positivas de $(\text{Nb-Ta})_N$ y relaciones de elementos altamente incompatibles propias de un manto enriquecido. La composición isotópica de los pórfidos monzo-sieníticos es similar a la de los diques de lamprófidos enriquecidos del SCE. Los pórfidos muestran una ligera tendencia a disminuir el contenido del Nd radiogénico y aumentar el del Sr hacia los términos intermedios y ácidos. Un modelo de AFC realizado considerando distintos posibles contaminantes de la corteza del SCE establece bajos porcentajes de asimilación ($< 12\%$) de rocas similares a los xenolitos de granulitas metapelíticas de la corteza inferior, encontradas en los diques de lamprófidos y diabasas. La similitud en la química de roca total de los dos grupos de diques alcalinos del SCE, sugiere que los pórfidos monzo-sieníticos se han formado a partir de fuentes similares a las que originaron los diques de lamprófidos isotópicamente enriquecidos. Esta relación parece implicar, además, que los pórfidos monzo-sieníticos podrían haberse generado por la diferenciación de los magmas lamprofidicos como consecuencia de un fenómeno de cristalización fraccionada.

Los datos geocronológicos existentes apuntan a un cierto rango de edades del Pérmico Medio al Superior (265-250 Ma) e implican una contemporaneidad entre los diques alcalinos básicos (lamprófidos y diabasas) y los tipos más ácidos (pórfidos monzo-sieníticos), que refuerza su consanguinidad. Este magmatismo alcalino Pérmico se asigna a un periodo de rifting post-Hercínico, probablemente en los inicios de la apertura nor-Atlántica, como consecuencia de la descompresión adiabática de la astenosfera y niveles metasomatizados del manto litosférico.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

INTRODUCTION AND GEOLOGICAL SETTING

The alkaline basic rocks are an important source of information on the nature and composition of the deep mantle. They always show high contents of incompatible trace elements, such as Rb, Ba, Sr, Nb, Zr, and REE, which indicate that they are derived from melts originated by partial melting of a mantle source enriched in trace elements. This enrichment process implies the involvement of a previous metasomatic event. Thus, the geochemistry of the alkaline rocks helps us in constraining the composition of the mantle source and, also, the type and origin of the metasomatism which affected the mantle before it melted.

One of the main characteristics of the basic alkaline magmas is that they usually carry deep-seated mafic and ultramafic xenoliths. These xenoliths may represent fragments of the lherzolitic mantle, becoming a direct record of the mantle composition, or may be pyroxene and amphibole-rich enclaves which represent segregates and cumulates of basaltic magmas crystallised within the mantle or in the crust-mantle boundary. These cumulates are sometimes abundant, reflecting the presence of pyroxenitic layering near the base of the lower crust, and indicating a previous underplating event.

The Spanish Central System (SCS) is an orogenic terrain mainly composed by Hercynian granitic intrusions in its central part. This batholith was later intruded by several basic dyke suites from Permian to Jurassic times. These dykes correspond to calcalkaline and shoshonitic E-W intrusions, alkaline N-S dykes and the tholeiitic Messejana-Plasencia dyke (e.g. Villaseca et al., 2004b) (Figure I.3). The alkaline suite can be divided into two groups: 1) basic to ultrabasic lamprophyres and associated diabases and 2) monzo-syenitic porphyries. The present geochronological data (283-250 Ma) support a Mid to Upper Permian age for the alkaline magmatism, but this wide range of ages reveal the necessity to get more accurate data.

The monzo-syenitic porphyries are closely related in most of their outcrops to the basic to ultrabasic alkaline dykes (lamprophyres and diabases). This indicate that a possible genetic relationship between both suites may exist. The origin of syenitic melts by differentiation from basic mantle-derived magmas (including lamprophyres) has been previously suggested (e.g. Rock, 1991; Litvinovsky et al., 2002).

The alkaline lamprophyres and diabases carry a heterogeneous suite of xenoliths, including granitic fragments from the wall rocks, granulites from the lower crust and mafic and ultramafic cumulate xenoliths from the crust-upper mantle boundary. Only the latter group is studied in this work. Some of these cumulate xenoliths have been genetically related to the Permian alkaline magmatism, whilst other xenolith groups have been interpreted as fragments from the crust-mantle boundary and are supposed to represent a previous underplating event (Orejana et al., 2005).

The main objectives of this thesis are: 1) characterise the petrography and geochemistry of the alkaline dykes and the mafic and ultramafic xenoliths, 2) discuss the petrogenesis of the studied rocks, focusing on the nature of the source region of the alkaline magmatism and the provenance and origin of the different types of xenoliths described, 3) discuss the possible genetic relationships between the two suites of alkaline dykes and between the lamprophyres and the mafic and ultramafic xenoliths, 4) constrain the age

of the alkaline magmatism with a new geochronological data set (K-Ar and Rb-Sr isochron) and 5) make a comparative study of the alkaline magmatism of the SCS and the Permian alkaline magmatism of Central and Western Europe, discussing a geodynamic model for the SCS.

ANALYTICAL METHODS

Major element mineral composition has been determined on 64 thin sections with a Jeol JXA-8900 M Electron Microprobe at the *Centro de Microscopía Luis Bru* of the Complutense University of Madrid (UCM). A total number of 30 trace elements (REE, Ba, Rb, Th, U, Nb, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf, Ti, Y, V, Sc, Cr y Ni) were analysed in the mineral phases of 16 samples (thick sections) with a Laser Ablation ICP-MS at the Department of Earth Sciences of the University of Bristol (U.K.), doing spot and line scan analyses. Selected samples for whole-rock and isotopic analyses were crushed and sieved to get a powder-size portion. To determine the whole rock composition, 39 samples were sent to the *Centre National de la Recherche Scientifique – Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques* (Nancy, France), then melted with LiBO₂ and dissolved using HNO₃. Major element composition was analysed with an ICP-AES, whilst trace element composition was determined with an ICP-MS. Samples for isotopic analyses were previously dissolved, using different acids (HF, HCl, H₂SO₄ y HNO₃). Sr-Nd isotopic composition was determined on 23 samples at the *Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica* (UCM; Madrid) and at the Southampton Oceanography Centre (U.K.). Analyses were performed using a VG Sector 54 TIMS with multicollector in both institutions. Pb isotopic ratios were measured at the Museum of Natural History of Stockholm (Sweden) on 13 samples with a Finnigan MAT 261 TIMS with multicollector and a secondary signal multiplier and with a Micromass Isoprobe ICP-MS with multicollector. Eight samples for K-Ar geochronology were sent to the *Laboratorio de Gases Nobles* of the *Universidad Autónoma de México* (UNAM), where they were analysed using a VG 1200 mass spectrometer on amphibole, phlogopite and K-feldspar separates.

THE ALKALINE LAMPROPHYRES AND DIABASES FROM THE SCS

According to their petrographic characteristics, these dykes can be classified into two groups: 1) camptonitic lamprophyres (following the criteria of Le Maitre et al., 2002) with abundant mafic phenocrysts (mainly clinopyroxene, kaersutite, phlogopite, olivine pseudomorphs and ulvöspinel) and 2) diabases, with plagioclase, ulvöspinel, clinopyroxene and olivine phenocrysts. The lamprophyres are potassic (K/Na > 1) and characteristically enriched in Ti (1.4-4.1%), K (1.67-4.71%) and certain trace elements (Sc, Ta, Zr, Hf and V) when compared to the sodic (K/Na < 1) diabases (Figures II.34 and II.35). Nonetheless, the chemical composition of the alkaline suite is heterogeneous and points to formation by several genetically related magma batches.

Mg# values (0.43-0.7) and Cr and Ni concentrations (35-767 ppm and 18-176 ppm, respectively; Tables II.13 and II.14) in these dykes are low in comparison with what should be expected from primary melts derived by mantle partial melting, suggesting some kind of differentiation prior to the intrusion of the alkaline mafic dykes. Major element composition show a clear evolution characterised by increasing Si, Al, Na and K and decreasing Ti, Ca, Cr and Ni, with decreasing Mg# (Figures II.34 and II.35). This

compositional trend evidences a fractional crystallisation process involving olivine + clinopyroxene \pm Cr-spinel \pm amphibole \pm phlogopite \pm ulvospinel.

Clinopyroxene phenocrysts (Ti-diopsides and Ti-augites) usually show normal zoning, reflecting a compositional trend towards higher Al and Ti and lower Si and Ca, which is in accordance with fractionation of clinopyroxene and olivine (Figure II.8). Nonetheless, two types of clinopyroxene phenocrysts with reverse zoning (with green Fe-Na-rich cores and with uncoloured Fe-rich cores) are abundant in some dykes. The green and the uncoloured cores show a different composition when compared to the range defined by the clinopyroxenes with normal zoning, but the rims from all the clinopyroxene phenocrysts, with normal or reverse zoning, tend to show a common composition, both in major and trace elements (Figures II.9 and II.21). This points to a magma mingling process within a deep magma chamber and the involvement of, at least, three different melts in the genesis of the clinopyroxene phenocrysts. Two of these melts correspond with evolved magmas which would have crystallised the green and uncoloured cores, whilst the third would be a more primitive lamprophyric melt, which formed the clinopyroxenes with normal zoning and trapped the green and uncoloured cores giving rise to the reverse zoning.

The abundant presence of alkali feldspar-rich globular structures within these dykes has been interpreted as the consequence of a silicate liquid immiscibility process in the lamprophyric melt. On the other hand, other types of vesicles (carbonate rich and chlorite rich) are in accordance with segregation during the last stages of crystallisation.

Though the high concentrations in incompatible trace elements and volatiles (H_2O , CO_2 , P_2O_5 , etc.) of the alkaline lamprophyres and diabases from the SCS put forward a partial melting process of an enriched mantle source, the abundance of granulitic xenoliths from the lower crust evidences the stagnation of the magma at the base of the crust and make possible some modification of the original composition due to assimilation of crustal rocks. This hypothesis has been evaluated by considering some highly incompatible element ratios. The average Ce/Pb and Ba/Nb ratios of the continental crust are, respectively, 4 and 57 (Rudnick & Gao, 2003), values that are quite different from the main range of the alkaline mafic dykes of the SCS, which plot near OIB and MORB values (Figure II.46A). Assimilation of crustal rocks should yield negative correlation between the Ce/Pb and ϵNd ratios with respect to the SiO_2 content, and a positive correlation between Rb/Sr ratio and SiO_2 , due to the typically high Pb and Rb concentrations, and low ϵNd values of the crust. Nonetheless, these trends are not observed in these rocks, so crustal contamination does not seem to have played a major role in the differentiation of these mafic magmas.

The chondrite normalised REE patterns are highly fractionated, showing LREE enrichment and $(La/Yb)_N$ values in the range 10-24 (Figure II.36A). The fractionation of HREE from LREE is in accordance with the presence of residual garnet in the mantle source. Moreover, the Ce/Y and Zr/Nb ratios of the lamprophyres and diabases from the SCS plot within the field of a lherzolite with garnet + spinel, when representing a non-modal equilibrium partial melting process based on the equations of Shaw (1970) (Figure II.53), and something similar happens for the La/Sm and Sm/Yb ratios (Figure II.54). These diagrams also put forward that the formation of these dykes was derived by low rates of partial melting (0.2-2%; Figures II.53 and II.54).

High K contents in these rocks imply the presence of a K-rich mineral in the source region during melting. The potassic lamprophyres show trends of increasing Ba/La and Rb/La ratios with increasing K/La (Figure II.49). This behaviour can be explained advocating the presence of phlogopite during melting as this mineral fractionates LILE from LREE and is characterised by high Ba, Rb and K concentrations. The

lack of a negative K anomaly in the primitive mantle normalised pattern of the incompatible trace elements composition of these dykes, points to total consumption of this phase. The potassic and ultrapotassic magmatism has been related to the presence of phlogopite within the mantle (e.g. Foley, 1992). Nonetheless, the presence of amphibole in the mantle source can not be ruled out, as the sodic diabbases, with lower Ba/La, Rb/La and K/La ratios (Figure II.49), agree with predominance of amphibole in the source region. High P_2O_5 contents are typical of apatite within the mantle; its concentration in the mafic dykes from the SCS is also high (0.28-1 wt%). The presence of negative Th-U-P anomalies in the multielemental primitive mantle normalised patterns of these rocks (Figure II.36) can be interpreted as the presence of residual apatite in the mantle source.

One of the main characteristics of the alkaline lamprophyres and diabbases is the positive Nb-Ta anomaly and the lack of Pb negative anomaly, which points to the absence of an orogenic signature. This can be corroborated by some incompatible trace element ratios, easily modified by subduction related components. The Th/Yb and Ta/Yb ratios of the alkaline mafic dykes of the SCS are high, due to their enrichment in HFSE relative to REE (Figure II.47). This figure also shows the fields of enriched mantle (OIB), depleted mantle (MORB), active continental margins and oceanic island arcs, taken from Wilson (1989). The lamprophyres and diabbases from the SCS plot within the enriched mantle field, and a similar result is obtained for Y/Nb and Zr/Nb ratios, which help to discriminate between depleted and enriched sources (Figure II.55).

The Sr-Nd isotopic composition of the alkaline lamprophyres and diabbases of the SCS falls within the range defined by the OIB and plot in two separated fields, indicating melting from two different sources (Figure II.37): an enriched BSE-like source (ϵNd from -0.9 to 1.4 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the range 0.70438-0.70515) and a depleted source similar to a PREMA mantle component (ϵNd from 4 to 7.1 and initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ in the range 0.70297-0.70378) (Table II.15). Pb isotope composition is more homogeneous (Table II.16; $^{206}Pb/^{204}Pb = 18.16-18.51$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.54-15.64$ and $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.93-38.44$), plotting between a depleted mantle source (DMM) and an enriched mantle (EMII), though the lamprophyres with a more Sr radiogenic signature are also slightly enriched in $^{206}Pb/^{204}Pb$ and $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios (Figure II.38). Nevertheless, the main geochemical characteristics of these dykes (Nb-Ta positive peaks, absence of Pb positive anomaly), rule out the involvement of an enriched component derived by recycling of oceanic crust within the mantle in the genesis of the alkaline mafic magmatism of the SCS. Thus, the slight isotopic enrichment shown by some of the alkaline lamprophyres could be better explained by infiltration of incompatible trace elements enriched fluids or melts within the mantle source.

The formation of part of these alkaline rocks from a depleted source, likely indicates melting of the asthenosphere, whilst the BSE-like lamprophyres imply a lithospheric origin. Mantle metasomatism in the depleted source must have occurred not long before the formation of the alkaline magmas, as a long-term evolution of a mantle source enriched in Rb and REE would have modified its composition towards more radiogenic signatures. The potassic and non-orogenic chemical characteristics of the isotopically enriched lamprophyres of the SCS is in accordance with a metasomatic event related to the infiltration of volatile-K-rich melts within the base of the lithosphere, ascending from the asthenosphere. Melting of this metasomatised source would originate the potassic dykes; something similar has previously been suggested for other lamprophyric and kimberlitic potassic rocks (e.g. Chalapathi Rao et al., 2004).

The alkaline lamprophyres and diabases of the SCS carry abundant xenocrysts, megacrysts and xenoliths. Some of them are clearly unrelated to the alkaline magmatism (mainly fragments from the wall rocks or the lower crust), but some of the megacrysts and the mafic and ultramafic xenoliths have been studied in this work to determine if there is any relationship with the basic-ultrabasic alkaline magma.

The mafic and ultramafic xenoliths can be divided in four groups according to their petrography and mineral chemistry: I) altered xenoliths, II) Sp-pyroxenites, III) hydrated clinopyroxenites and IV) hornblendites. As a whole, they are characterised by the absence of modal olivine and modal predominance of clinopyroxene, indicating that they do not represent fragments from typical lherzolitic upper mantle. Group I xenoliths may reach up to 86% of secondary minerals and their normative composition indicate an orthopyroxene-rich original mineralogy (Table III.1; Figure III.1). Recrystallisation textures can be recognised in groups I, II and III, and magmatic textures in hornblendites. This latter group is also different from the rest in showing a very heterogeneous modal composition, with predominance of amphibole, clinopyroxene, plagioclase and spinel, and low proportions of phlogopite, analcite, calcite, apatite and olivine pseudomorphs.

Pressure and temperature equilibration conditions of these xenoliths have been estimated using, basically, the thermometers of Mercier (1980) and Otten (1984), based, respectively, on the clinopyroxene and amphibole composition, and the barometer of Nimis & Ulmer (1998), based on clinopyroxene composition. The results indicate that all the xenolith groups equilibrated at lower crustal levels or in the crust-mantle boundary (up to 11.7 MPa; Table III.22).

The altered xenoliths are composed of clinopyroxene + brown Cr-spinel \pm amphibole (pargasite). All these phases are Cr₂O₃-rich and show high Mg# values (Figures III.6, III.12 and III.21). The clinopyroxene and amphibole trace element contents give rise to wide compositional ranges and chondrite normalised REE variable patterns, from highly to slightly LREE enriched (Figures III.8, III.9, III.13 and III.14). This enriched patterns in the clinopyroxene contrast markedly with the typical composition of a clinopyroxene from a normal lherzolite (Figure III.9) and, together with the presence, in some xenoliths, of amphibole, points to a metasomatic event.

Three different metasomatic agents have been recognised within the group I altered xenoliths according to their clinopyroxene and amphibole trace element composition: carbonatite melts, silicate melts and hydrous fluids. Metasomatism due to carbonate melt can be recognised in some altered xenoliths in the LREE-enriched and HFSE-depleted clinopyroxene composition, with typical high (La/Yb)_N values (7.7-11.6; Figure III.48) and strong HFSE anomalies (Figure III.9) and in the absence of amphibole. Melts in equilibrium with these clinopyroxenes, calculated with cpx/carbonatitic melt partition coefficients, are similar to carbonatitic melts (Figure III.49). Metasomatism due to silicate melts can be recognised in some altered xenoliths in the high LREE and HFSE composition of clinopyroxenes and amphiboles (Figures III.9 and III.14). Melts in equilibrium with the latter clinopyroxenes, calculated using cpx/basaltic melt partition coefficients, are similar to the compositional range defined by the alkaline mafic dykes of the SCS (Figure III.52). Finally, metasomatism due to hydrous fluids can be recognised in the slight LREE enrichment together with strong HFSE anomalies for both clinopyroxene and amphibole (Figures III.9 and III.14). We have interpreted the presence of these three different types of metasomatism within the altered xenoliths as the effect of a reactive porous flow metasomatism produced by small melt fractions. The original metasomatic agent would be the H₂O-CO₂-rich alkaline ascending magmas, which would fractionate, while

modifying the wall rock composition, and would generate fluids or melts with different characteristics (e.g. Xu & Bodinier, 2004).

The Sr-Nd isotopic composition of the altered xenoliths shows $\epsilon_{\text{Nd}} > 1$, but relatively radiogenic Sr isotopes (0.70658-0.70704), which prevent any genetic relationship with the host lamprophyres. This signature may represent an enriched composition in origin, lately modified by the alkaline magmas due to metasomatism and alteration. The high proportion of normative orthopyroxene indicate a subalkaline nature for the partial melts from where they derived, and points to the possibility of a genetic linkage between these ultramafic rocks and an underplating event related to the post Hercinian Gb2-Gb3 calc-alkaline magmatism described by Villaseca et al. (2004b) in the SCS.

Sp-pyroxenites and hornblendites (groups II and IV xenoliths, respectively) have clinopyroxenes and amphiboles with convex upward chondrite normalised REE patterns, similar to those of megacrysts crystallised from basaltic magmas at high pressures (Irving & Frey, 1984). Moreover, these phases show a major element composition characterised by high Al_2O_3 and TiO_2 , and mid to low Mg# values and Cr contents, which are typical of clinopyroxenes from cumulate xenoliths (Frey & Prinz, 1978). Nonetheless, Sp-pyroxenites have solid state equilibration textures (triple junctions), whilst the hornblendites show magmatic textures and a heterogeneous modal composition.

The Sr-Nd isotopic ratios of these groups of xenoliths put forward a relatively heterogeneous composition and, thus, crystallisation from different magmas (Figure III.28). Hornblendites plot in two different fields: one is a depleted pole with a similar composition to that of the isotopically depleted alkaline lamprophyres and diabases (including the host dykes of these hornblendites) and the other field correspond to BSE-like signatures, close to those of the isotopically enriched lamprophyres (including the host dyke of this second type of hornblendites). Sp-pyroxenites show a similar behaviour (Figure III.28), plotting in two different fields: depleted and enriched. The depleted field is the same that was represented by the depleted alkaline dykes and hornblendites, but the enriched field is more radiogenic in Sr and Nd than the BSE-like signatures of the rest of lamprophyres and hornblendites, and particularly than those of their host dyke (which is isotopically depleted). These characteristics indicate that all the hornblenditic xenoliths are magmatic cumulates formed from the alkaline magmatism in deep magma chambers, and the same origin can be advocate for the Sp-pyroxenite with a depleted signature, whilst the rest of Sp-pyroxenites are likely to represent cumulate rocks crystallised in the crust-mantle boundary which are not related to their host melts.

Group III xenoliths (hydrated clinopyroxenites) are very small in size (Table III.1), so they could not have been analysed. They do not show orthopyroxene and spinel, being the clinopyroxene the main phase and containing low modal proportions of amphibole and phlogopite. The clinopyroxene major and trace element composition is, as a whole, similar to that of the clinopyroxene from the Sp-pyroxenites (Figures III.6 and III.8), but they can reach higher Cr_2O_3 contents (up to 1.7%) and Mg# (up to 0.92). Their clinopyroxenes also show convex upward REE chondrite normalised patterns (Figure III.9), but they are slightly LREE enriched. Amphibole and phlogopite from group III xenoliths are characteristically Cr and Mg-rich, resembling the composition of metasomatic amphiboles and phlogopites (Figure III.16). The presence of triple junctions in the hydrated clinopyroxenites represent solid state equilibration of clinopyroxene, but amphibole often show zoning, indicating a magmatic origin. We have interpreted this group of xenoliths as magmatic cumulates genetically linked to primitive alkaline lamprophyric melts and generated in a crystallising magma chamber, which could have been subjected to a metasomatic event by subsequent alkaline magmas.

The relative abundance of ultramafic cumulates at the base of the crust, as deduced from the study of the mafic and ultramafic xenoliths carried by the alkaline mafic dykes of the SCS, could be interpreted as the presence of pyroxene-rich intrusive bodies representing either an underplating event, younger than the alkaline magmatism, as similarly suggested in the French Massif Central (Féménias et al., 2003), or cogenetic cumulates from previous lamprophyric magma batches.

The megacrysts studied in this work are clinopyroxene, amphibole (kaersutite), plagioclase and spinel. Kaersutite and plagioclase may be larger than 2 cm, but clinopyroxene and spinel sometimes show similar sizes to the phenocrysts. Clinopyroxene megacrysts can be divided, according to their petrography, in uncoloured and pale purple clinopyroxenes; and spinel can be similarly divided in green and black spinel. Uncoloured clinopyroxene and green spinel are petrographically and chemically similar to these phases in the Sp-pyroxenites from the SCS (group II xenoliths), and can be considered fragments from these rocks. Purple clinopyroxene and black spinel, on the contrary, closely resemble the composition of these minerals in the hornblendites, so they are interpreted as fragments from those xenoliths. Though kaersutite and plagioclase megacrysts are also compositionally very similar to the amphiboles and plagioclases from the hornblendites, their size (sometimes > 2 cm) favoured a cumulate origin as deep crystallised phenocrysts. The genetic relationship of the latter megacrysts with the hornblendites is evidenced by the isotopic Sr-Nd signature of one kaersutite megacrysts which plot within the depleted field previously described for the hornblendites and the isotopically depleted alkaline dykes (Figure III.28)

THE ALKALINE MONZO-SYENITIC PORPHYRIES FROM THE SCS

The monzo-syenitic porphyries outcrop along two of the defined four N-S alkaline dyke swarms, parallel to and crosscutting the lamprophyre dyke swarms, and both groups of alkaline rocks can be found closely related within the same outcrops, suggesting some kind of genetic link.

The monzo-syenitic dykes form are a heterogeneous suite ranging from basic to acid terms, being the latter usually highly altered. Chemical variation can also be found within the same dyke, with the more acid part towards the contact. The matrix is composed by K-feldspar, plagioclase, biotite, Ti-magnetite, apatite, quartz in the more acid rocks and accessories (zircon, monacite). Mafic phenocrysts (amphibole, biotite and Ti-magnetite) and plagioclase phenocrysts are more abundant in the basic terms whilst alkaline feldspar phenocrysts predominate in the intermediate to acid samples.

The chemical composition of these dykes show a general variation trend from basic to acid terms characterised by increasing Si, Al, Na and K and decreasing Ti, Fe, Mg, Ca (Figure IV.18). SiO₂ ranges from 46 to 67% and MgO from 3.92 to 0.03% (Table IV.9). This variation points to the involvement of a strong fractional crystallisation process. The presence of changes in the trend for some elements towards the Si-rich samples, suggest mineral changes during the fractionation. Trace elements also show a clear variation trend with increasing Rb, Th, Nb, Ta, Zr, Hf and REE and decreasing Ni, V, Sc, Sr and Ba (Figure IV.20).

We have applied a fractional crystallisation model based on the equations of Bryan et al (1969), divided in two stages. As a whole, the model agrees well with a first stage which mainly fractionate amphibole, An-rich plagioclase and alkaline feldspar (also Ti-magnetite, biotite and apatite) (55%; Table IV.14) and a second stage which fractionate the same minerals, except amphibole, predominating the alkaline feldspar over An-poor plagioclase (75-80%; Tables IV.12 and IV.14). The model is also in accordance with changes

in mineral composition in plagioclase, alkaline feldspar and Ti-magnetite, which becomes more sodic, potassic and Ti-poor, respectively, with increasing Si in the dykes. The model is in accordance in the first stage with the behaviour of trace elements and in the second stage with the elements compatible with the mineral fractionates (Rb, Ba, Sr), but some trace elements (Th, Zr, Nb) may be controlled by accessory phases.

Incompatible trace element ratios of the basic monzo-syenitic dykes are similar to those of the SCS alkaline lamprophyres. Th/Yb, Ta/Yb, Y/Nb and Zr/Nb clearly discriminate between crustal and orogenic sources and enriched and depleted mantle sources, plotting all the alkaline dykes (lamprophyres and basic porphyries) within the field of an enriched mantle similar to the OIB (Figures IV.33 and IV.35). This clearly relates the monzo-syenitic magmatism to mantle derived melts, though the composition of the basic terms is characteristic of differentiated magmas ($Mg\# < 0.45$; $Cr < 56$ ppm; $Ni < 16$ ppm; Table IV.9-10).

On the other hand, the monzo-syenitic dykes from the SCS show trends of increasing Ce/Pb, Rb/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$, and decreasing ϵNd , towards Si-rich terms (Figure IV.26 and IV.31), which could indicate involvement of crustal contamination in the genesis of the intermediate and felsic terms. To evaluate this possibility, we have also applied a AFC model based on the equations of DePaolo (1981) considering three different possible contaminants (felsic and metapelitic granulites from the lower crust and granites from the wall rock) according to the composition of the crust in the SCS (Figure IV.27). The model that better explains the isotopic and trace element changes from basic to acid dykes in the monzo-syenitic suite is the one that considers assimilation of metapelitic xenoliths from the lower crust (Figures IV.28-29), yielding percentages of fractionation similar to those obtained with the fractional crystallisation model and assimilation generally lower than 12%.

As mentioned above, the trace element chemistry of the basic alkaline porphyries is similar to that of the lamprophyres from the SCS. This can be observed in incompatible trace element ratios and in trace element primitive mantle normalised diagrams (Figure IV.21). These similarities put forward the existence of a genetic link between both groups of dykes. The Sr-Nd isotopic composition of the monzo-syenitic dykes is characterised by BSE-like composition, though the acid terms extend toward more radiogenic signatures (Figure IV.22; ϵNd from 1.2 to -1.4 and $^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0.70483-0.70559). The basic porphyries fall within the field defined by the isotopically enriched alkaline lamprophyres. The lead isotope composition of the porphyries is close to the general range of the lamprophyres and diabases of the SCS, though they have higher $^{208}Pb/^{204}Pb$ ratios when compared to the depleted lamprophyres and diabases (Figure IV.24).

Thus, the monzo-syenitic dyke swarms are likely to represent melts generated by differentiation of the alkaline lamprophyric magma with enriched isotopic signatures. The porphyries and the latter group of lamprophyres, plotted all together, form a unique compositional variation trend for major and trace elements (Figures IV.39-40). The general continuity observed between the composition of both suites of alkaline rocks and the absence of a significant gap between them (Figure IV.41), points to fractionation of mafic minerals (clinopyroxene and olivine) as the fundamental process of differentiation instead of other possibilities (basic-acid liquid immiscibility at depth).

GEOCHRONOLOGY AND GEODINAMIC MODEL

The age of the SCS alkaline magmatism is not well established considering the literature data. The scarce geochronological studies focused on these rocks yielded a broad range from 252 to 283 Ma (Figure

V.2). In this investigation we show a new data set (8 K-Ar ages and one Rb-Sr isocron; Table V.1), which is generally included within the latter range, but do not constrain the exact age of the magmatism. Nonetheless, considering the data set as a whole (literature data together with ages obtained in this work) we can group the ages in three main intervals (247-253 Ma, 263-264 Ma and 278-285 Ma; Figure V.2). Nevertheless, the 252-264 Ma interval group the most reliable data (including U-Pb in zircon, 252 Ma, Fernández Suárez et al., submitted; and Ar-Ar in kaersutite, 264 Ma, Perini et al., 2004a). Both basic (lamprophyres) and acid (monzo-syenitic porphyries) alkaline dykes gave geochronological results in the same range. Similar emplacement ages reinforce the geochemical consanguinity between both dyke groups. This suggests a narrower range of ages (252-264 Ma) for the alkaline Permian magmatism of the SCS.

Comparison of the different Permian alkaline magmatic events within the Iberian Peninsula (Pyrenees and SCS) puts forward the marked change from the alkaline to the previous calc-alkaline magmatism (Figure V.8). Nevertheless, Sr-Nd isotope composition shows that contamination of crustal rocks or participation of subduction-modified components seems to have played a key role in the isotopic and trace element ratios of alkaline rocks from Pyrenees (Figures V.6-7). Calc-alkaline rocks are not recorded latter than 275 Ma in the Iberian Peninsula, whilst Mid to Upper Permian intrusions only show alkaline affinity. This geochemical change must reflect a significant evolution in the tectonic setting during post-Hercynian times.

The geodynamic model here proposed for the SCS during Permian times (Figure V.9) would relate the alkaline magmatism to an extension tectonic setting characterised by a deep faulting system with fractures mainly N-S oriented, which could be identified with an intracontinental rifting event starting at Mid Permian. The progressive thinning of the lithosphere after Hercynian collision and the uplift of the asthenosphere would generate mantle melting due to adiabatic decompression. Though the influence of a mantle plume has been advocated as the origin of most of the Permo-Carboniferous magmatism in Central and Western Europe (e.g. Ernst & Buchan, 1997), we do not favour that hypothesis for the Permian alkaline rock of the SCS due, principally, to the scarce magma volume represented and the low-melting fraction involved.

According to the geochemical data described in this work, melting would occur at different levels (asthenospheric and lithospheric). Volatile and K rich magmas or fluids from the asthenosphere could have impinged on the base of the lithosphere producing metasomatism (Figure V.9). Melting of this enriched deep lithosphere would generate the isotopically enriched alkaline lamprophyres.

Magma would fractionate within magma chambers at the base of the crust (Figure V.9), giving rise to the cogenetic megacrysts (kaersutite, plagioclase, purple clinopyroxene and black spinel) and xenoliths (hydrated clinopyroxenites and hornblendites). Moreover, stagnation of these melts at levels close to crust-mantle boundary would allow them to produce metamomatism within the wall rock and trap fragments from previous cumulate rocks (Sp-pyroxenites and altered xenoliths), which could represent an older mafic underplating event linked with previous subalkaline (calc-alkaline) magmas.

I. INTRODUCCIÓN

I.1. INTRODUCCIÓN.....	3
I.1.1. EL MAGMATISMO ALCALINO.....	3
I.1.2. LOS LAMPRÓFIDOS ALCALINOS	4
I.1.3. LOS PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS	6
I.1.4. INCLUSIONES DEL MANTO EN ROCAS ALCALINAS	7
I.1.5. EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL SCE	9
I.2. OBJETIVOS	11
I.3. CONTEXTO GEOLÓGICO	12
I.3.1. ENCUADRE GEOGRÁFICO	12
I.3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO	13
I.4. ANTECEDENTES	18
I.4.1. LOS DIQUES ALCALINOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	18
I.4.2. LOS ENCLAVES INCLUIDOS EN LOS LAMPRÓFIDOS DEL SCE	21
I.5. METODOLOGÍA.....	22
I.5.1. ESTUDIO PREVIO	22
I.5.2. TRABAJO DE CAMPO	22
I.5.3. PREPARACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS	23
I.5.4. ESTUDIO DE LOS DATOS Y ESTABLECIMIENTO DE CONCLUSIONES	29

I.1. INTRODUCCIÓN

I.1.1. EL MAGMATISMO ALCALINO

Las rocas ígneas alcalinas han sido definidas como aquellas que poseen concentraciones de álcalis mayores de las que pueden acomodarse únicamente en el feldespato, manifestándose dicho exceso en la aparición de feldespatoides, piroxenos y anfíboles sódicos, así como otras fases ricas en elementos alcalinos (Sorensen, 1974; Fitton & Upton, 1987).

Pese a que en volumen apenas representan un 1% del total de rocas ígneas en la tierra, la marcada heterogeneidad mineralógica que muestran y su singularidad, han hecho que la mitad de los nombres de rocas ígneas estén referidas a rocas alcalinas (Fitton & Upton, 1987). Actualmente, la forma más habitual de clasificar las rocas alcalinas es en base a los contenidos de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ contra el de SiO_2 , según el diagrama de Le Bas et al. (1986). Sin embargo, esta separación incluye dentro del término alcalino rocas de elevado contenido en sílice, como granitos alcalinos, en cuyo origen debe haber intervenido o la fusión de rocas corticales o procesos de fraccionamiento y asimilación que no nos dan información directa sobre la composición del manto. En esta introducción, por lo tanto, nos referiremos exclusivamente a los términos básicos o ultrabásicos más primitivos.

Las manifestaciones del magmatismo alcalino abarcan un amplio espectro tanto temporal (desde el arcaico hasta la actualidad), como en cuanto a ambientes tectónicos. En lo que se refiere a este último aspecto, las rocas alcalinas aparecen, fundamentalmente, en tres contextos tectónicos: 1) zonas de rift continental, 2) áreas oceánicas y continentales de intraplaca sin un control tectónico claro y 3) magmatismo relacionado con zonas de subducción (normalmente post-orogénico); aunque menos frecuente, también existen manifestaciones de magmatismo alcalino asociado a dorsales centro oceánicas (Fitton & Upton, 1987).

Algunas de las características que más han llamado la atención de las rocas alcalinas es su elevado contenido en elementos incompatibles, ciertas evidencias isotópicas que sugieren la intervención de fuentes de manto que han sido empobrecidas en dichos elementos y la presencia de xenolitos mantélicos que, en ocasiones, portan minerales de origen metasomático. Esta última evidencia de procesos de metasomatismo dentro del manto, junto con el problema de cómo extraer magmas ricos en elementos incompatibles a partir de áreas fuente previamente empobrecidas, ha conducido a hipótesis en las que se propone que ese metasomatismo del manto puede estar ligado al origen del magmatismo alcalino.

Las similitudes composicionales observadas entre rocas alcalinas de zonas continentales de intraplaca y zonas de rift centro oceánico, así como las diferentes características de la litosfera en estos dos ambientes, implica que ambos tipos de magmatismos alcalinos provienen de áreas fuente semejantes y que éstas residen en la astenosfera (Fitton & Upton, 1987). No obstante, una litosfera enriquecida en elementos incompatibles explicaría, en la mayoría de los casos, la formación de algunas rocas alcalinas que únicamente se dan en zonas continentales, caracterizadas por elevados contenidos de LILE, como son las kimberlitas micáceas (orangeitas), las lamproitas y otras rocas potásicas, mientras que el resto tendrían como origen un manto de tipo astenosfera (Mitchell, 1995). Este modelo se complica, sin embargo, al considerar la interacción litosfera-astenosfera, debido, por ejemplo, al ascenso de magmas silíceos y fluidos hidratados (a veces ricos

en K y otros elementos incompatibles) procedentes de la astenosfera, que podrían provocar metasomatismo y modificar la composición de la litosfera (p.e. Menzies et al., 1987; Griffin et al., 1988).

El hecho de que los fundidos alcalinos y los MORB posean un origen astenosférico en ambos casos, implica que la astenosfera ha de ser heterogénea. En este sentido, los magmas alcalinos podrían generarse a partir de bajas tasas de fusión (< 1%) de una fuente enriquecida en elementos incompatibles, dentro de una astenosfera heterogénea, en contraposición con los MORB, que se producirían por altas tasas de fusión de un manto empobrecido.

La complejidad composicional de las fuentes implicadas en la formación de magmas alcalinos surge también al considerar la composición isotópica de estas rocas, que es muy heterogénea, pudiendo caracterizarse, en ocasiones, por relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.710$, lo que ha sido explicado por la incorporación de componentes de la corteza dentro del manto, antes de la formación del magma, debido a procesos de reciclaje, bien por subducción (Chase, 1981; Hofmann & White, 1982), bien como consecuencia de la delaminación del manto sub-continental (McKenzie & O’Nions, 1983).

De todo lo expuesto se deduce que, si bien el origen de los magmas alcalinos debe estar ligado a una fuente enriquecida en elementos incompatibles, en ocasiones resulta problemático saber si esta fuente es de tipo litosférico o astenosférico. Mientras que la litosfera oceánica es relativamente joven y geoquímicamente poco compleja, la litosfera continental contiene una complicada historia que se ha preservado bajo los cratones, en un ambiente estable y no convectivo (Menzies, 1987).

I.1.2. LOS LAMPRÓFIDOS ALCALINOS

El término “lamprófidio” fue introducido por Gumbel en 1874 y proviene de las palabras griegas *lampros porphyros*, que significan “pórfido reluciente”, lo que hacía referencia al aspecto brillante que proporcionaban los fenocristales de mica.

Los lamprófidos son un variado conjunto de rocas que se caracterizan por su textura porfídica y por la presencia de minerales máficos con elevados contenidos en volátiles (anfíbol, flogopita, etc.), tanto en forma de fenocristales como dentro de la matriz, y por la ausencia de fenocristales félsicos (feldespatos). Históricamente han sido denominados haciendo uso de una compleja e interminable nomenclatura (cuselita, eustratita, bergalita, weselita, etc.), aunque posteriores simplificaciones terminaron por establecer tres grandes grupos de lamprófidos: lamprófidos calcoalcalinos, lamprófidos alcalinos y lamprófidos ultramáficos, asociándoseles a los grupos de las kimberlitas y las lamproitas ocasionalmente (Rock, 1991). En la actualidad, la clasificación de la IUGS (International Union of Geological Sciences) divide los lamprófidos en varios tipos, en función de sus características petrográficas (Tabla I.1). Los términos mineta, kersantita, espesartita y vogesita corresponden con el anterior grupo de los lamprófidos calcoalcalinos y los de camptonita, sannaita y monchiquita con los lamprófidos alcalinos. Los términos de alnöita y polzenita antiguamente se incluían en el grupo de los lamprófidos ultramáficos y en la clasificación de Le Maitre et al. (1989) se agrupaban junto con el resto de lamprófidos; actualmente, sin embargo, han sido retirados de esta clasificación e incorporados dentro del conjunto de rocas con melilita (Le Maitre et al., 2002).

Químicamente (utilizando el diagrama $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ vs SiO_2 de Le Bas et al., 1986), los lamprófidos calcoalcalinos son equivalentes, básicamente, a rocas de composición entre traquibasalto y traquita; los lamprófidos alcalinos lo son a basaltos alcalinos, basanitas y foiditas; y los lamprófidos ultramáficos a

foiditas, principalmente (Rock, 1991).

Algunos autores han considerado que los lamprófidos alcalinos y los ultramáficos podrían considerarse rocas de tipo basáltico con un elevado contenido en volátiles, cuyo origen estaría en la fusión parcial de un manto hidratado enriquecido en elementos incompatibles, de forma similar a lo que se comentó para el conjunto de los magmas alcalinos (Rock, 1991). La introducción de volátiles en el manto estaría relacionada con procesos de enriquecimiento (metasomatismo) en elementos incompatibles (LILE, HFSE, LREE), por infiltración de fluidos o fundidos silíceos o carbonatíticos (Hawkesworth et al., 1990; Wilson & Downes, 1991; Pearson, 1999; Downes, 2001), de origen astenosférico, litosférico o ligado a subducción (Menzies & Chazot, 1995).

Los lamprófidos ultramáficos merecen una consideración aparte en cuanto a su elevado contenido en CO₂, que ha hecho que se les relacione con las kimberlitas y las carbonatitas y se les considere, en algunos casos, términos transicionales hacia estos tipos de roca. Los lamprófidos calcoalcalinos, por su lado, se diferencian por poseer signatures isotópicas que implican la intervención de un componente cortical en su génesis.

Con relativa frecuencia los lamprófidos se caracterizan por poseer relaciones K/Na > 1, lo que les liga, en cierta manera, a las rocas ultrapotásicas. El elevado contenido en K ha sido normalmente asignado a la introducción en el manto de material cortical vía subducción o a la presencia en el área fuente de algún mineral rico en K. Wilkinson & Le Maitre (1987) sugieren que el anfíbol es la fuente más probable de Ti y K para los magmas cuya relación K/Na es baja o media, mientras que para los de K/Na alta el mineral implicado sería la flogopita.

La composición isotópica de Sr y Nd de los lamprófidos, según la recopilación de Rock (1991), deja de manifiesto el enriquecimiento en Sr y Nd radiogénico del grupo calcoalcalino respecto al alcalino o al ultramáfico, que se proyectarían en su mayoría dentro del cuadrante empobrecido ($\epsilon_{Nd} > 0$ y $\epsilon_{Sr} < 0$). Sin embargo, posteriores trabajos en lamprófidos alcalinos y otros tipos de rocas alcalinas han puesto de manifiesto una marcada heterogeneidad. Aunque las signatures isotópicas de estas rocas, cuando no están contaminadas, siempre indican procedencia del manto, éste último puede corresponder con una fuente empobrecida, que implicaría el predominio de magmas generados en la astenosfera (Dostal & Owen, 1998; Coulson et al., 2003; Wagner et al., 2003; Ngounouno et al., 2005), con un manto litosférico con una larga historia de enriquecimiento en elementos incompatibles por entrada de fluidos o fundidos desde la astenosfera (Andronikov & Foley, 2001; Melluso et al., 2002; Sevigny & Thériault, 2003) o puede darse una

Tabla I.1. Clasificación y nomenclatura de los lamprófidos*

Constituyentes de color claro		Minerales máficos predominantes		
feldespatos	feldespatoides	Biotita > hornblenda, \pm augita diopsídica, (\pm olivino)	Hornblenda, augita diopsídica, (\pm olivino)	Anfíbol marrón, Ti-augita, olivino, biotita
Or > Plg		Mineta	Vogesita	
Plg > Or		Kersantita	Spesartita	
Or > Plg	Feld > Foid			Sannaita
Plg > Or	Feld > Foid			Camptonita
	vidrio o Foid			Monchiquita

*Clasificación según criterios de la IUGS (Le Maitre et al., 2002)

mezcla de fundidos litosféricos enriquecidos y astenosféricos (Owens & Tomaskat, 2002).

Con cierta frecuencia, las rocas alcalinas y/o lamprofídicas se diferencian dando lugar a rocas de composiciones más félsicas (desde monzo-sieníticas hasta riolíticas en algunos lamprófidos calcoalcalinos; p.e. Litvinovsky et al., 2002; Yang et al., 2005). Este proceso suele dejar ciertas evidencias a escala de un único dique (presencia de ocelos o glóbulos feldespáticos) y/o a escala regional (asociación en el campo de intrusiones básicas e intermedias-ácidas). No siempre se puede asegurar que exista una evolución de un fundido básico hidratado hacia términos más diferenciados: en ocasiones se ha explicado dicha asociación de rocas por la presencia de fundidos distintos, intruidos en diferentes momentos (Rock, 1991). A su vez, la diferenciación de fundidos ricos en sílice a partir de rocas básicas es un fenómeno que se ha interpretado de dos maneras distintas: 1) mediante cristalización fraccionada en los niveles superiores del manto (Brown & Becker, 1986; Thorpe & Tindle, 1992) o 2) por inmiscibilidad líquida (Roedder, 1979). Las estructuras vesiculares que aparecen en los diques de lamprófidos alcalinos han sido explicadas tanto debidas a una diferenciación a baja presión en los últimos estados de cristalización del dique (segregación de fases ricas en volátiles; MacKenzie & White, 1970; Bédard, 1994), como por separación de fundidos o fluidos inmiscibles (p.e. Philpotts, 1976; Eby, 1980).

I.1.3. LOS PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS

El origen de los magmas sieníticos se ha explicado en base a cuatro tipos de modelos, principalmente. Uno de ellos considera que estos fundidos pueden generarse por fusión de rocas de la corteza, bien como consecuencia de la introducción de un flujo de volátiles (Allen & Chappell, 1992; Lubala et al., 1994), bien dentro de un sistema cerrado a presiones típicas de la base de una corteza engrosada (Huang & Wyllie, 1981). Otro modelo aduce procesos de mezcla de magmas, ya sean magmas básicos y silíceos cuyo fundido híbrido ha seguido un proceso de diferenciación posterior (Barker et al., 1975; Sheppard, 1995; Zhao et al., 1995; Litvinovsky et al., 1999), ya sean magmas alcalinos subsaturados derivados del manto junto con magmas graníticos formados por la fusión de la corteza inferior por encima de una zona de *underplating* máfico (Dorais, 1990). Un tercer modelo explica el origen de los magmas sieníticos como productos de la fusión parcial de un manto metasomatizado (Sutcliffe et al., 1990; Lynch et al., 1993). Y la última hipótesis supone que los magmas monzo-sieníticos serían fundidos residuales formados por diferenciación de magmas alcalinos basálticos (Parker, 1983; Brown & Becker, 1986; Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002). Este rango de modelos petrogenéticos refleja la diversidad de ambientes geológicos en los que pueden darse magmas sieníticos. De los cuatro modelos los dos últimos permiten la existencia de sienitas de origen mantélico, en cuya formación no están implicados componentes de la corteza.

Como ya se ha dicho más arriba, los lamprófidos alcalinos suelen aparecer acompañados en el campo por intrusiones de composición próxima a una sienita y en su interior pueden mostrar numerosas estructuras globulares (ocelos), o en forma de venas, de composición sienítica. Esta asociación, lógicamente, hace pensar que ambos tipos de magmas pueden estar relacionados genéticamente. Ya se han mencionado los posibles fenómenos de diferenciación que pueden relacionar ambos fundidos (fraccionamiento cristalino o inmiscibilidad líquida) y en los dos casos se trataría de un origen mantélico.

La mayoría de los trabajos que se han centrado en el fenómeno de inmiscibilidad entre dos líquidos silíceos lo han hecho para interpretar fenómenos observados a pequeña escala: glóbulos, vesículas, ocelos, etc. (Philpotts, 1976, 1979, 1982; Roedder, 1979; Foley, 1984), aunque algunos estudios han tratado de

explicar la presencia de rocas básicas y silíceas dentro de una misma “suite” como consecuencia de un fenómeno de inmiscibilidad líquida (Bender et al., 1982; Ferreira et al., 1994; Rajesh, 2003). Salvo en aquellos casos en los que se encuentran dos glóbulos de vidrio con composiciones bien diferenciadas, en los demás resulta siempre difícil establecer con claridad si se ha producido un fenómeno de inmiscibilidad líquida. En cualquier caso, si dicho proceso va a producirse a escala regional, dando lugar a cuerpos de roca que representan fundidos bien diferenciados, parece necesario que el magma haya sufrido un proceso de fraccionamiento cristalino previo (Philpotts, 1982).

I.1.4. INCLUSIONES DEL MANTO EN ROCAS ALCALINAS

Las rocas alcalinas básicas y ultrabásicas suponen una fuente principal de información para la comprensión de la naturaleza y composición del manto superior, no solamente por representar, en muchas ocasiones, fundidos primordiales derivados directamente del manto, sino porque con relativa frecuencia, transportan fragmentos del manto litosférico arrancados durante su ascenso hasta la superficie. Estos enclaves suponen, la forma más directa de estudiar los procesos ígneos y metamórficos que operan en el manto. Dado que el magmatismo alcalino se da mayoritariamente en zonas continentales, los xenolitos que transportan nos informan acerca de la composición del manto litosférico continental que, por otro lado, posee una historia más compleja que el manto litosférico oceánico y ha estado sometido, en ocasiones, a múltiples procesos de fusión y enriquecimiento por adición de fundidos y fluidos ricos en elementos incompatibles.

Gran parte de los xenolitos arrastrados por los magmas alcalinos de las islas oceánicas poseen características que evidencian estos fenómenos de empobrecimiento en el manto litosférico oceánico, variablemente metasomatizados después (Hauri et al., 1993; Coltorti et al., 1999). El empobrecimiento por fusión parcial es detectado con mucha frecuencia en xenolitos de zonas continentales (Norman, 1998; Grégoire et al., 2000; Beccaluva et al., 2001; Downes, 2001; Dawson, 2002; Ionov et al., 2002; Downes et al., 2004; Neumann et al., 2004a). Éste es identificable, normalmente, en base a la química de elementos mayores de los enclaves (pese a que puedan haberse dado posteriores eventos metasomáticos), produciendo la formación de litologías más refractarias que la lherzolita, progresivamente empobrecidas en clinopiroxeno, como son las harzburgitas y las dunitas. Por otro lado, el enriquecimiento del manto litosférico continental a escala global, se manifiesta por la entrada de fundidos o fluidos ricos en elementos incompatibles y en volátiles que modifican la composición de la litosfera mediante su solidificación dentro de la misma y mediante la interacción con la roca de caja.

Este último fenómeno de metasomatismo ha sido dividido en dos tipos fundamentales: 1) metasomatismo modal y 2) metasomatismo críptico (p.e. Dawson, 1982; Harte, 1987). El metasomatismo modal se daría por la formación de nuevos minerales ricos en elementos incompatibles, como anfíbol, flogopita, apatito, clinopiroxeno y carbonatos, no siendo necesario que la composición del resto de minerales de la roca se modifique. El metasomatismo críptico, por su lado, resulta de la modificación de la composición, tanto en elementos mayores como en trazas, de los minerales constituyentes de la roca (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela o granate), enriqueciéndose estos en elementos incompatibles, sin que se generen nuevos minerales.

Distintos estudios han determinado que los agentes que provocan este metasomatismo pueden dividirse en fundidos silíceos de carácter alcalino, desde basaltos alcalinos hasta kimberlitas, y fluidos más

hidratados y ricos en K, que podrían ser similares a las lamproitas o a sus derivados (Harte, 1983; Menzies, 1983; Dawson, 1984; Erlank et al., 1987; Harte et al., 1987). En la actualidad suelen diferenciarse tres tipos de agentes metasomáticos en función del efecto que producen en los minerales del manto: 1) fundidos principalmente silíceos (normalmente ricos en H₂O) (Nielson & Noller, 1987), 2) fundidos carbonatados (ricos en CO₂) (Yaxley et al., 1991, 1998; Ionov et al., 1993) y 3) fluidos hidratados (Hartmann & Wedepohl, 1990; Zanetti et al., 1999). Hay que tener en cuenta, a este respecto, que algunos estudios (Hauri et al., 1993; Xu et al., 2003) han puesto de manifiesto la posibilidad de que el paso de dichos fundidos o fluidos a través del manto, mediante flujo poroso, y su reacción con la roca de caja, podría llegar a generar un proceso de diferenciación que llevase a la formación de un espectro composicional continuo de fundidos metasomáticos.

La manifestación del metasomatismo depende en gran manera del mecanismo de avance dentro del manto. Existen dos grandes modelos al respecto. El primero, denominado metasomatismo de roca de caja, es de incidencia local, está relacionado con el transporte del fundido a través de fracturas y daría lugar a la formación de venas y diques, produciendo, además, metasomatismo modal, dentro de la roca de caja, en la zona próxima a las venas, y metasomatismo críptico a mayor distancia (Menzies et al., 1985). El segundo modelo, denominado metasomatismo difuso o de flujo poroso, correspondería con la migración del fundido o fluido por percolación a lo largo de los bordes minerales de la roca en una matriz sólida. En este segundo caso la superficie de reacción es casi ilimitada, por lo que el agente que se infiltra puede interaccionar con mayor eficacia (Navon & Stolper, 1987). Este agente es, generalmente, una fracción de fundido rica en volátiles, por lo que posee baja viscosidad y baja temperatura de solidificación, lo que le permite infiltrarse en grandes volúmenes de rocas de una litosfera relativamente fría (McKenzie, 1989; Kelemen et al., 1995; Bedini et al., 1997; Xu et al., 1998).

Un grupo especial de xenolitos lo constituyen las piroxenitas, dada su baja abundancia en relación con los enclaves de lherzolitas y su atípica naturaleza. Las piroxenitas representan una composición rica en elementos incompatibles en rocas de manto, como el Ca, Al y Na, muy lejana a la litología típica del manto litosférico: las peridotitas. De igual manera que las harzburgitas y las dunitas se consideran residuos de fusión de una lherzolita, las piroxenitas presentes en magmas alcalinos de intraplaca se han explicado, a su vez, como derivados magmáticos o metamórficos según cuatro modelos distintos: 1) debidos al paso de fundidos silíceos a través de la litosfera, mediante procesos de acumulación o segregación a partir de fundidos basálticos de origen mantélico (Wilshire & Shervais, 1975; Frey & Prinz, 1978; Irving, 1980; Bodinier et al., 1987a; Wilkinson & Stolz, 1997; Ho et al., 2000; Downes, 2001), 2) procedentes de cámaras magmáticas profundas asociadas a episodios de *underplating* magmático, normalmente en zonas próximas al límite corteza-manto (Upton et al., 2001; Féménias et al., 2003), 3) residuos de fusión de batolitos orogénicos suprayacentes (Ducea & Saleeby, 1998; Ducea, 2001) y 4) restos de una corteza oceánica subducida hasta la astenosfera (resultado de la alteración de gabros oceánicos por acción del agua del mar) y reincorporada después a la litosfera por la convección del manto (Allègre & Turcotte, 1986). En los dos primeros modelos las piroxenitas son consideradas acumulados ígneos de fundidos mantélicos, por lo que podrían agruparse en una única hipótesis desde un punto de vista general.

En la primera de estas hipótesis (cuando se trata de segregación magmática dentro del manto) es relativamente habitual encontrar en las piroxenitas un porcentaje grande de minerales ricos en volátiles (anfíbol, flogopita, apatito, carbonatos) lo que implica que proceden de fundidos alcalinos ricos en elementos incompatibles y en H₂O, CO₂, P, Cl, etc. (Brooks & Platt, 1975; Wilshire & Shervais, 1975; Vinx & Jung, 1977; Frey & Prinz, 1978; Dautria et al., 1987). Este tipo de enclaves han sido relacionados,

en ocasiones, con las rocas que los transportaban (Menzies, 1983; Witt-Eickschen & Kramm, 1998), y en otras no se ha visto dicha relación (Frey & Prinz, 1978; Irving, 1980; Capedri et al., 1989). Las piroxenitas asociadas con los dos últimos modelos (residuos de fusión y *underplating*) suelen aparecer acompañadas de xenolitos granulíticos de la base de la corteza.

Junto con xenolitos de piroxenitas hidratadas, es frecuente encontrar incluidos, dentro de las rocas alcalinas, megacrístales de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, flogopita o espinela, que son interpretados, bien como productos de cristalización de fundidos basálticos a elevada presión (Green & Hibberson, 1970; Irving, 1974b; Morten et al., 1980; Irving & Frey, 1984; Shaw & Eyzaguirre, 2000), bien como fragmentos de conductos o venas correspondientes a fundidos cristalizados dentro del manto (Irving, 1974a; Bodinier et al., 1987a; Andersen et al., 1987).

I.1.5. EL MAGMATISMO ALCALINO PÉRMICO DEL SCE

Una parte de este trabajo se dedica al estudio de los diques alcalinos Pérmicos que intruyen en el Sistema Central Español (SCE). Este magmatismo puede dividirse en dos grupos: 1) enjambres de diques básicos y ultrabásicos de lamprófidos camptoníticos y diabasas y 2) enjambres de diques de pórfidos monzo-sieníticos. Por otro lado, también se han considerado los enclaves máficos y ultramáficos que aparecen incluidos dentro de los diques de lamprófidos.

El primero de los anteriores grupos de diques está constituido por rocas entre básicas y ultrabásicas de marcado carácter porfídico, con fenocrístales máficos de clinopiroxeno, anfíbol y flogopita y fenocrístales de plagioclasa en las diabasas. Estos diques transportan, en algunos casos, abundante material xenolítico, dentro del que se pueden incluir fragmentos de la roca de caja (granitos y metapelitas de la corteza superior), granulitas de la corteza inferior, enclaves máficos y ultramáficos con texturas de acumulados ígneos en la mayoría de los casos y megacrístales y macrocrístales máficos de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y espinela. En estos diques es frecuente, también, encontrar estructuras vesiculares u ocelos de composición sienítica.

Los pórfidos monzo-sieníticos poseen una marcada variabilidad petrológica, con diques relativamente máficos, con fenocrístales de anfíbol, flogopita y plagioclasa, y otros progresivamente más félsicos en los que escasean los fenocrístales máficos y donde se hacen más frecuentes el feldespato alcalino y, en los términos más ácidos, el cuarzo en la matriz. Una característica destacable es su asociación en el campo a los diques de lamprófidos y diabasas, apareciendo en un mismo afloramiento con direcciones subparalelas, lo que plantea la posible relación entre ambos tipos de intrusiones.

De entre el abundante material xenolítico que transportan los lamprófidos y diabasas, se han seleccionado los megacrístales y xenocrístales máficos, así como los enclaves máficos y ultramáficos, por la posible relación genética que pudiese existir con los diques que los incluyen. Estos enclaves poseen texturas magmáticas y de recrystalización. Su mineralogía está dominada por el clinopiroxeno, lo que hace pensar que, en la mayoría de los casos, no se trata de xenolitos típicos del manto, sino acumulados ígneos. No obstante, la mineralogía puede llegar a ser muy variada en algunos casos, presentando, además de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, flogopita, espinela, apatito y calcita, entre otros. En algunos enclaves, la presencia de minerales hidratados como el anfíbol y la flogopita, hace pensar en la posibilidad de que dichas fases representen un evento de metasomatismo.

La discusión acerca de la génesis de todos estos materiales, así como la relación que pueda existir entre ellos, se planteará teniendo como telón de fondo la problemática que se ha descrito de forma sucinta a lo largo de esta introducción.

I.2. OBJETIVOS

Mediante la realización de este trabajo se ha pretendido alcanzar una serie de objetivos generales que pueden resumirse en cinco grupos, enumerados a continuación.

1. La descripción pormenorizada de la petrografía y la geoquímica de los tres tipos de materiales que se han investigado en este trabajo: a) los diques alcalinos Pérmicos de lamprófidos y diabasas del SCE, b) los diques alcalinos Pérmicos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, asociados al grupo anterior y c) los megacrístales, xenocrístales y enclaves máficos y ultramáficos que se encuentran incluidos dentro de los lamprófidos. Dentro de este objetivo figuraba, también, el aprendizaje y conocimiento de la mayoría de las técnicas analíticas que se han empleado para determinar la química de todos los materiales: composición en elementos mayores de los minerales mediante la microsonda electrónica, composición de los minerales en elementos traza mediante ablación con láser acoplada a un ICP-MS y composición isotópica de los sistemas Sr-Nd y Pb común mediante el uso del TIMS.

2. Discutir la petrogénesis de cada uno de estos grupos de materiales, incidiendo sobre los problemas básicos que se plantean en el estudio de las rocas ígneas alcalinas, y más concretamente de los lamprófidos alcalinos, y de los xenolitos ultramáficos en ellas incluidos. En este sentido se pretende, por un lado, caracterizar la naturaleza del área fuente de los magmas que dan lugar a los diques de lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos, llegando a una aproximación de los parámetros de la fusión y determinar los procesos magmáticos principales que han intervenido en la diferenciación de los diques (cristalización fraccionada, mezcla de magma, contaminación, etc.); y por otro lado, establecer el origen de los enclaves, las características de los fundidos implicados en su génesis y las condiciones termobarométricas de su consolidación.

3. Establecer qué relación genética existe entre los dos conjuntos de diques alcalinos estudiados, así como los posibles procesos que pueden haber llevado a la diferenciación de ambos tipos. También determinar si los enclaves máficos y ultramáficos que aparecen dentro de los lamprófidos corresponden con acumulados profundos de los mismos diques o bien representan material xenolíticos ocasionado en anteriores eventos magmáticos y equilibrados a diferentes niveles de la litosfera.

4. Determinar la edad de los distintos sistemas de diques mediante la técnica de la isocrona Rb-Sr y la técnica de K-Ar (en separados de flogopita, anfíbol y feldespato), estableciendo si la intrusión del magmatismo alcalino se ha producido en un único momento o los distintos pulsos se han espaciado, también, en el tiempo.

5. Comparar el magmatismo alcalino Pérmico del SCE con otros eventos magmáticos similares que tuvieron lugar en Europa occidental durante el periodo Carbonífero-Pérmico, considerando fundamentalmente los eventos alcalinos próximos al SCE; todo ello en base, principalmente, a los datos de geoquímica isotópica. De esta forma se propondrá, además, un modelo geodinámico para el SCE que explique el evento tectónico extensivo relacionado con la intrusión de los diques alcalinos.

I.3. CONTEXTO GEOLÓGICO

I.3.1. ENCUADRE GEOGRÁFICO

Los enjambres de diques alcalinos que intruyen en el SCE afloran en una amplia extensión de terreno (Figura I.1) que comprende parte de las provincias de Madrid y Ávila, fundamentalmente esta última. El terreno es montañoso, yendo desde cotas de unos 500 m en el valle del Alberche (proximidades de Arenas de San Pedro), hasta cerca de 2300 m en los picos más altos de las Sierras de la Paramera y Gredos.

Clara muestra de que el relieve de este área está condicionado por la tectónica es el desarrollo de un extenso y profundo sistema de fracturas con direcciones principales N-S por un lado y NE-SO por otro. Ambos grupos de fracturas están ligadas a las primeras etapas alpinas (Ubanell, 1981; Doblas et al., 1994). Las dislocaciones NE-SO señalan los contactos netos del Sistema Central con los sedimentos de las depresiones castellanas y, como consecuencia, dan lugar a una serie de bloques paralelos, unos hundidos y otros levantados que, de norte a sur, coinciden con el valle del Tietar, la Sierra de Gredos, el valle del Alberche, la Sierra de la Paramera, el valle del Adaja y la Sierra de Ávila (Figura I.1).

La zona cubre los Mapas de España del Servicio Geográfico del Ejército a escala 1:50.000 números: 505 (Mirueña de los Infanzones), 506 (Cardenosa), 529 (Santa María del Berrocal), 530 (Vadillo de la Sierra), 531 (Ávila de los Caballeros), 532 (Las Navas del Marqués), 554 (Piedrahita), 555 (Navatalgordo), 556 (Navaluenga), 557 (San Martín de Valdeiglesias), 577 (Bohoyo) y 578 (Arenas de San Pedro). La extensión total del marco geográfico de afloramiento de estos diques cubriría un polígono de algo más de 60 x 80 Km (aproximadamente 5000 Km²).



Figura I.1. Mapa geográfico de la zona de estudio, encuadrada fundamentalmente entre las provincias de Ávila y Madrid.

I.3.2. ENCUADRE GEOLÓGICO

El SCE se encuentra situado dentro del Macizo Ibérico, concretamente en la Zona Centroibérica (Figura I.2), y está compuesto por granitos Hercínicos en su parte central. El evento plutónico que da origen al batolito granítico del SCE se ha situado unos 60 Ma después del comienzo de la colisión Hercínica, iniciándose ésta hace 408-387 Ma (Gutiérrez Marco et al., 1990), y unos 10 Ma después de que los niveles de corteza media alcanzasen el pico metamórfico (Villaseca y Herreros, 2000). La manifestación más temprana de este magmatismo tendría lugar hace alrededor de 343 Ma (Villaseca et al., 1998a), aunque el mayor volumen de plutones graníticos se emplazarían entre 323-284 Ma (Bea et al., 1999; Villaseca et al., 1995; Herreros, 1998; Bea et al., 2004).

El batolito del SCE es relativamente homogéneo, mostrando un rango restringido de tipos graníticos que no dan lugar a ningún patrón de evolución en relación al tiempo (Villaseca & Herreros, 2000). Está constituido predominantemente por intrusiones de granitoides peraluminicos que pueden considerarse, de forma general, monzogranitos. Localmente éstos pasan a granodioritas, apareciendo también cuerpos de leucogranitos que se han interpretado como fraccionados a partir de un magma monzogranítico (Villaseca y Herreros, 2000). Además existen términos gabroideos y tipos intermedios que ocupan una extensión de afloramiento mucho menor (Bea et al., 1999; Bea, 2004). Los granitos del SCE han sido clasificados en tres grupos de acuerdo con el tipo de minerales índice presentes (Villaseca y Herreros, 2000): 1) granitos con cordierita, 2) granitos biotíticos y 3) granitos con anfíbol.

Posteriormente al emplazamiento de los granitos, el SCE registra una serie de manifestaciones magmáticas en forma de cuerpos intrusivos filonianos con afinidades geoquímicas claramente diferenciadas (Villaseca et al., 2002; Villaseca et al., 2004a, 2004b): calcoalcalinos, shoshoníticos, alcalinos y toleíticos.

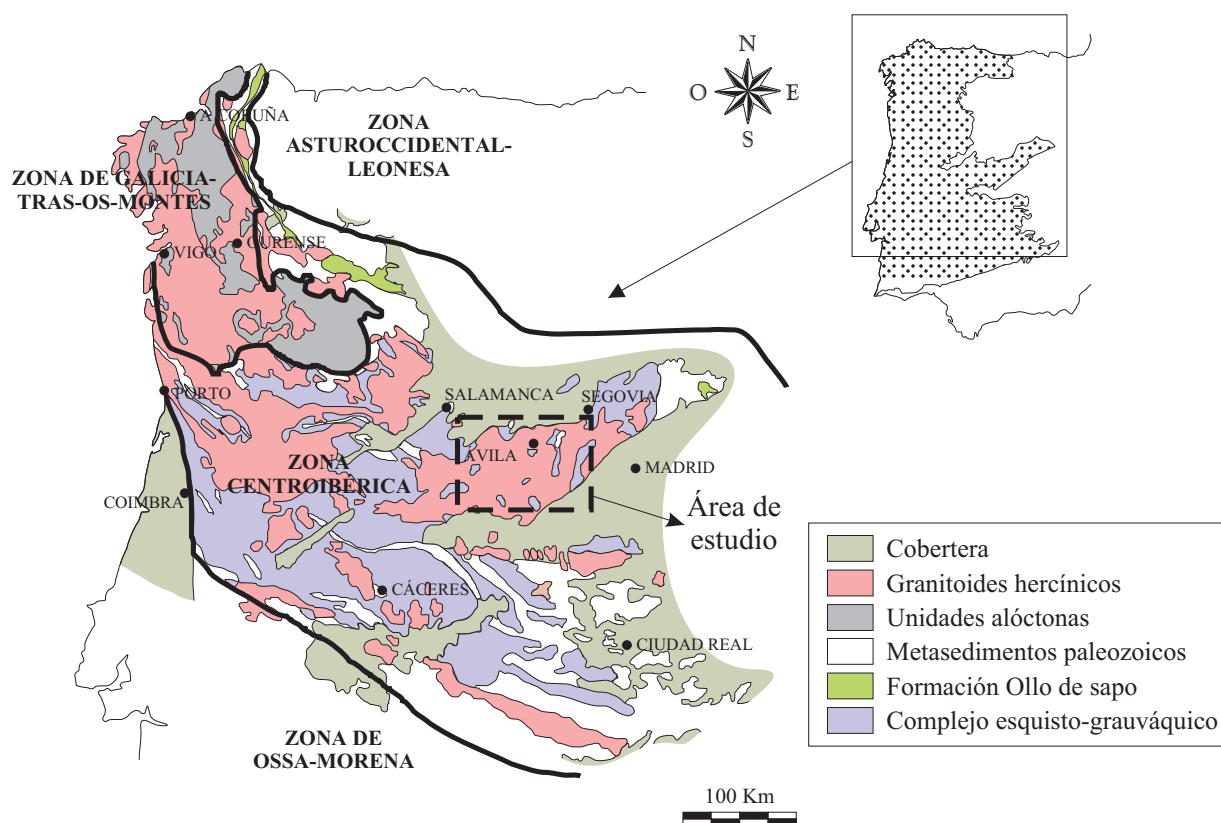


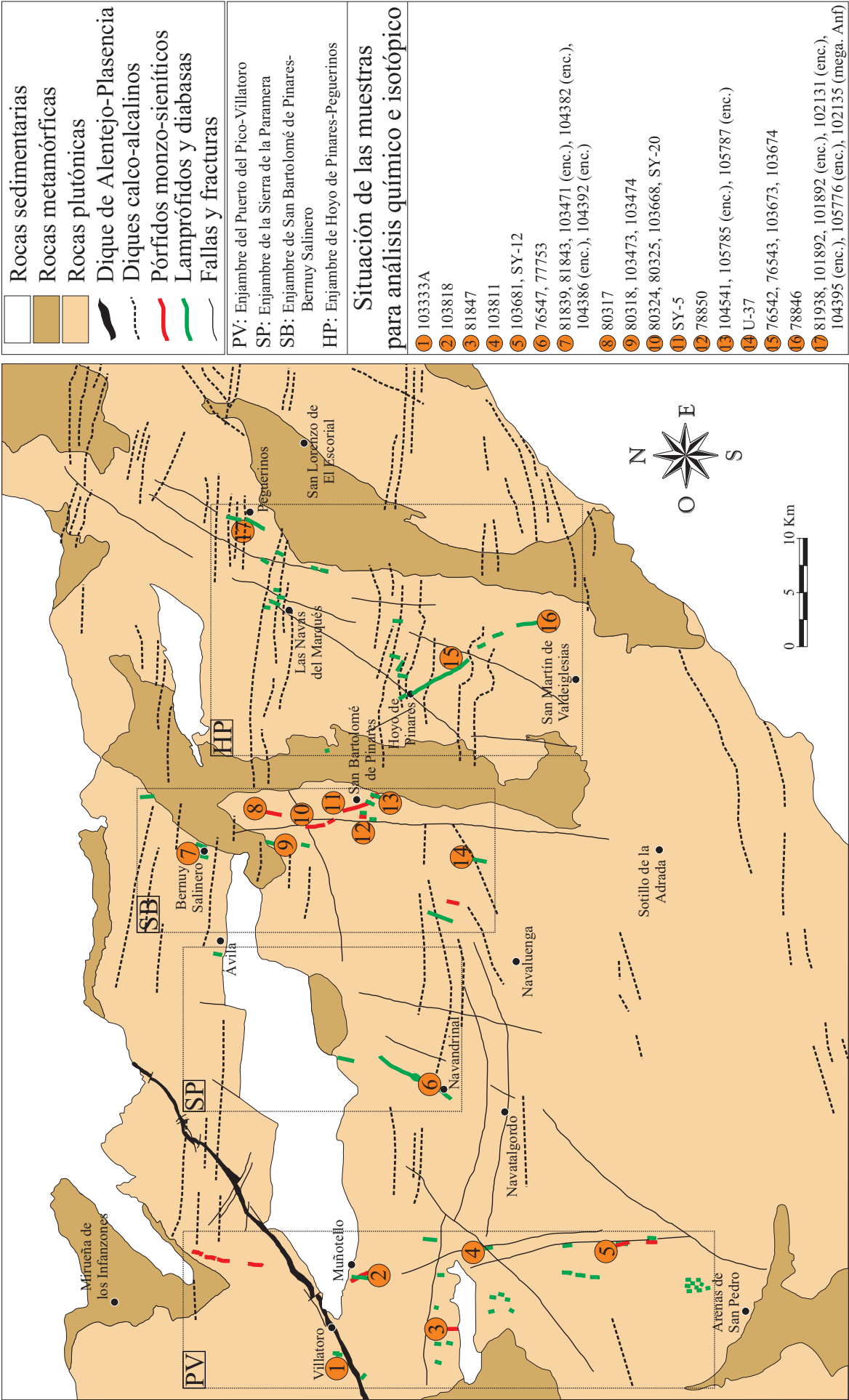
Figura I.2. Mapa geológico de la Zona Centroibérica (modificado de Martínez Catalán et al., 2004), donde están esquematizadas las principales unidades y donde se ha representado, también, la ubicación del área de estudio.

Los datos geocronológicos disponibles establecen que en primer lugar tendríamos la aparición de enjambres de diques de pórfidos graníticos (290 Ma ; isocrona Rb-Sr en roca total; Galindo et al., 1994) junto con diques microdioríticos, ambos calco-alcalinos (Huertas y Villaseca, 1994), que presentan una dirección predominante E-O (Figura I.3). A continuación aparecería el conjunto de enjambres de diques alcalinos de dirección preferente N-S, dentro del cual estarían incluidos lamprófidos, diabasas y los diques de pórfidos monzo-sieníticos (Figura I.3). La edad de los lamprófidos ha sido estimada en varias ocasiones, obteniéndose 283 Ma (isocrona Rb-Sr; Bea et al., 1999), 277 Ma (K-Ar en flogopita; Villaseca et al., 2004b) y 264 Ma (Ar-Ar en anfíbol; Perini et al., 2004a). Esto pone de manifiesto cierta heterogeneidad en los datos que no permite dar por zanjado el problema de la edad de estas rocas. Por otro lado, los diques monzoníticos de afinidad shoshonítica, cuyos afloramientos conocidos se encuentran restringidos a una zona muy concreta del SCE, han sido datados en 245 Ma (K-Ar en roca total; Galindo et al., 1994). Esta edad, sin embargo, no es muy fiable, dado que lo más probable es que estos diques estén relacionados con el magmatismo calcoalcalino previo, y que, por lo tanto, sean anteriores a los diques alcalinos, algo que ya se ha sugerido con anterioridad (Villaseca et al., 2002, 2004b). La última manifestación magmática en el SCE correspondería con el dique toleítico de Alentejo-Plasencia que atraviesa la Península Ibérica desde su margen suroccidental Atlántico y que está compuesto por gabros toleíticos. Este dique ha sido datado en 203 Ma (Ar-Ar en biotita; Dunn et al., 1998) y se le ha relacionado con la apertura del Océano Atlántico.

El magmatismo básico del SCE, por lo tanto, se sucede durante más de 140 Ma, aunque de una manera discontinua (Villaseca et al., 2004a, 2004b). En este periodo se incluirían, además de los sistemas de diques post-batolíticos arriba mencionados, algunos pequeños macizos intrusivos entre gabroideos y cuarzdioríticos datados mediante isocrona Rb/Sr en 322 Ma (Casillas et al., 1991) y 340 Ma (Bea et al., 1999). Los datos geoquímicos de todos estos materiales indican la fusión de un manto isotópicamente enriquecido en todos los casos, salvo un grupo de diques de lamprófidos y diabasas alcalinos, que poseen valores de ϵNd cercanos a +6 (Villaseca et al., 2004b). Mientras que el magmatismo de afinidad calcoalcalina, representado por los macizos gabroideos y los enjambres de diques graníticos y microdioríticos, supone la participación de un componente cortical reciclado en el manto o un enriquecimiento ligado a un evento de subducción, el conjunto de diques alcalinos representa la fusión de un manto enriquecido en elementos traza, en los que la asimilación de rocas de la corteza no desempeña un papel importante y que no muestran signatures típicas de subducción (Villaseca et al., 2004a). El manto asociado a los diques alcalinos ha sido ubicado dentro de la litosfera en aquellos trabajos centrados en los diques isotópicamente más enriquecidos (Bea et al., 1999; Perini et al., 2004a), mientras que la presencia de un manto astenosférico enriquecido ha sido apuntado por Villaseca et al., (2002; 2004a) a la vista de los diques con una composición isotópica más empobrecida. El dique toleítico de Alentejo-Plasencia representa la entrada de un manto enriquecido en Sr y Nd radiogénicos, lo que implica la participación de un componente cortical reciclado, probablemente de la corteza inferior (p.e. Cebriá et al., 2003).

Los diques alcalinos cortan a las rocas plutónicas y metamórficas del SCE con direcciones básicamente N-S, pudiéndose distinguir, a grandes rasgos, cuatro grupos de enjambres que siguen las principales

Figura I.3. Mapa geológico de la zona de estudio basado en Villaseca et al (2004a). A grandes rasgos, pueden distinguirse cuatro grupos de enjambres de diques alcalinos que siguen las lineaciones estructurales definidas por Ubanell (1981). Dos de estos enjambres presentan afloramientos tanto de diques máficos de lamprófidos y diabasas como diques de pórfidos monzo-sieníticos, llegando a estar asociados en el campo a nivel de afloramiento. Los círculos con un número representan afloramientos en los que se han recogido las muestras que han sido seleccionadas para análisis químico de roca total y para análisis isotópico de Sr-Nd-Pb.



lineaciones estructurales de la zona definidas por Ubanell (1981), y que aquí se han denominado, de oeste a este: Puerto del Pico-Villatoro (PV), Sierra de la Paramera (SP), San Bartolomé de Pinares-Bernuy Salinero (SB) y Hoyo de Pinares-Peguerinos (PP) (Figura I.3). Los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas se caracterizan por la abundancia de fenocristales de minerales máficos, en general, e hidratados en particular (clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, espinela, apatito), siendo relativamente abundante la presencia de fenocristales de plagioclasa en los diques de diabasas. Otros dos aspectos petrográficos destacables de estas rocas son su marcado carácter ocelar y la abundancia de megacristales de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, así como una variada gama de xenolitos arrancados por el magma durante su ascenso (Villaseca et al., 1983, 1999; Villaseca & Nuez, 1986; Orejana et al., 2005b). Para el origen de los ocelos descritos, de tipo carbonático y feldespático (Villaseca & Nuez, 1986; Pascual & Bea, 1986), se han propuesto dos posibilidades: la segregación en etapas finales de diferenciación y un fenómeno de inmiscibilidad, planteándose, además, la posibilidad de que los ocelos feldespáticos estén ligados genéticamente a los diques de pórfidos monzo-sieníticos que aparecen asociados en el campo a buena parte de los lamprófidos.

Los diques de pórfidos monzo-sieníticos se caracterizan por una composición variable tanto química como mineralógicamente, transitando desde términos básicos ricos en fenocristales de anfíbol, biotita y plagioclasa a otros entre intermedios y ácidos en los que comienza a abundar el feldespato alcalino y el cuarzo aparece en la matriz (Ubanell et al., 1984). En el campo, los pórfidos afloran a lo largo de las lineaciones estructurales del Puerto del Pico-Muñotello y El Herradón-Casillas, asociándose estrechamente a los diques de lamprófidos en dicho área. Este hecho, como ya se ha mencionado, pone de manifiesto la posibilidad de que ambos tipos de diques alcalinos puedan estar emparentados genéticamente.

La intrusión de los diques alcalinos del SCE ha sido relacionada con un periodo tectónico extensional a mediados y finales del Pérmico, que se correlacionaría con el evento de rifting que, de manera general, afectó al orógeno Hercínico en toda Europa entre el Carbonífero Superior y el Pérmico (Wilson et al., 2004). En la Zona Centroibérica, a las dos etapas principales de colisión (D_1 y D_2), la primera compresiva y la segunda principalmente distensiva y caracterizadas por el desarrollo de cabalgamientos y de un fuerte plegamiento (Martínez Poyatos et al., 2004), le sigue una etapa D_3 , fundamentalmente extensional, que se muestra en la formación de zonas de cizalla subhorizontales interpretadas como despegues extensionales cuya datación establece un límite inferior impreciso entre 310-305 Ma (Escuder et al., 2004). Esta etapa se caracteriza por el desarrollo de estructuras dúctiles al principio que se van haciendo más frágiles hacia el final, y coincide, también, con el emplazamiento del volumen principal de cuerpos plutónicos en la zona Centroibérica (p.e. Dias et al., 1998). Todas estas fases de deformación Hercínica son anteriores a la intrusión de los diques de lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos. El contexto tectónico en el que han sido encuadrados los diques corresponde con el periodo de rifting arriba mencionado, que marcaría la transición del ciclo orogénico Hercínico a la etapa de apertura nor-Atlántica de separación continental (Bonin, 1988).

Dentro de las distintas manifestaciones magmáticas básicas de origen mantélico que afloran en el SCE, los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas son los únicos que presentan una amplia tipología de enclaves, tanto xenolíticos como formados por el propio fundido que los transporta. Estos enclaves pueden dividirse en tres tipos: 1) xenolitos graníticos y metamórfidos de la roca de caja, 2) xenolitos granulíticos de la corteza inferior y 3) enclaves máficos y ultramáficos. El segundo tipo de enclaves (xenolitos granulíticos) han sido clasificado, a su vez, en tres grupos principales: a) charnockitas entre félsicas e intermedias, b) metapelitas y c) tipos meta-ígneos félsicos (Villaseca et al., 1999), representando el último de estos tres grupos más del 95% en volumen del total de los enclaves granulíticos. Estos xenolitos proceden de diversos

niveles de la corteza inferior y han sido interpretados, en su mayoría, como residuos de fusión tras la generación del batolito granítico del SCE (Villaseca et al., 1999).

Los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los lamprófidos y diabasas del SCE, representan menos del 1% en volumen del total de la población de xenolitos que transportan estos diques (Orejana et al., 2005b). Han sido clasificados en cuatro tipos de acuerdo a su petrografía y química mineral de elementos mayores: 1) xenolitos ultramáficos fuertemente alterados con diópsidos ricos en Mg-Cr, espinela marrón y anfíbol, 2) xenolitos de piroxenitas con espinela verde (clinopiroxenitas y websteritas), 3) clinopiroxenitas con minerales hidratados (flogopita y anfíbol) y sin espinela y 4) xenolitos hornblendíticos, clinopiroxeníticos y gabroideos ricos en anfíbol tipo kaersutita y con una composición mineralógica muy variada (clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, espinela, plagioclasa, apatito, etc) (Orejana & Villaseca, 2003). En este último trabajo se relacionaba los xenolitos fuertemente alterados con la serie de enclaves ultramáficos de los Cr-diópsidos de Wilshire & Shervais (1975), mientras que las piroxenitas con espinela verde y las hornblenditas (tipos 2 y 4) estarían ligadas a la serie de la Al-augita de Wilshire & Shervais (1975), dados los elevados contenidos en Al de los clinopiroxenos (Orejana & Villaseca, 2003).

Orejana et al. (2005b) establecen un origen como acumulados magmáticos para estos dos últimos grupos de enclaves (piroxenitas con espinela verde y hornblenditas), estando el primer tipo relacionado con un evento magmático previo, desligado de los diques que los transportan, mientras que el origen de las hornblenditas estaría ligado genéticamente al magmatismo alcalino Pérmico. Las estimaciones de presión y temperatura realizadas en estos enclaves indican niveles de equilibrio próximos al límite corteza inferior-manto superior, lo que incidiría en el hecho de que no se trata de xenolitos típicos del manto, sino que podrían corresponder con segregados formados en una cámara magmática ubicada en la corteza inferior (propuesto para las hornblenditas), o el resultado de un evento de *underplating* en el límite corteza-manto (propuesto para las piroxenitas) (Orejana et al., 2005b).

Los enclaves ultramáficos arriba indicados como tipos 1 y 3 (fuertemente alterados y clinopiroxenitas hidratadas) no han sido, hasta el momento, objeto de un estudio tan detallado como el de el resto de enclaves, dado su pequeño tamaño y su alto grado de alteración.

I.4. ANTECEDENTES

Son muy numerosos los trabajos de investigación que se han hecho, de forma general, en los materiales que constituyen el SCE. Sin embargo, no existen muchos acerca de los diques alcalinos o sus enclaves. Hasta el momento, los estudios que han tratado este magmatismo han consistido, básicamente, en una descripción de los diques basada en su petrografía, en su mineralogía y en la química de roca total.

I.4.1. LOS DIQUES ALCALINOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Existen muchos menos datos sobre los diques de pórfidos monzo-sieníticos en comparación con los que se dispone de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Los pórfidos rojos se describieron por primera vez en los trabajos de Arenillas et al. (1975) y Saavedra & Arenillas (1979). Entonces fueron explicados como procesos de sienitización de rocas graníticas. Ubanell et al. (1984) presentan los primeros análisis químicos de roca total y señalan, además, su origen magmático como intrusiones alcalinas post-Hercínicas, en un trabajo que es el último estudio de detalle hecho sobre estos materiales.

En varios trabajos centrados en los diques de lamprófidos se ha apuntado la posibilidad de que estos magmas ultrabásicos estén relacionados con los pórfidos monzo-sieníticos mediante procesos de inmiscibilidad de dos magmas alcalinos, tomando como evidencia la presencia de ocelos feldespáticos de composición semejante a los pórfidos dentro de los lamprófidos y las diabasas (Nuez et al., 1981; Villaseca et al., 1983; Pascual & Bea, 1986 y Villaseca & Nuez, 1986). Bea & Corretgé (1986) plantean también la posibilidad de que ambos grupos de diques alcalinos conformen una única serie diferenciada mediante cristalización fraccionada.

Pese a que el término lamprófido fue utilizado previamente por algunos autores al describir los diques microdioríticos del SCE (Fúster & Ibarrola, 1951; Fúster, 1955), éstos no se corresponden con auténticos lamprófidos (ver discusión en Villaseca et al., 1992). Le Maitre et al. (2002) proponen las siguientes características como distintivas de lamprófidos: afloramiento generalmente en forma de diques, textura porfídica compuesta exclusivamente por fenocristales máficos (biotita-flogopita, anfíbol o clinopiroxeno) y matriz compuesta por minerales máficos semejantes a los fenocristales y por algún mineral félsico (feldespato o feldespatoide). La presencia de estos diques fue puesta de manifiesto por vez primera en trabajos de comienzos de la década de los ochenta (Ubanell, 1981 y Ubanell, 1982). En ellos se relaciona los distintos tipos de diques del SCE con los sistemas de fracturas Hercínicas y post-Hercínicas diferenciados hasta el momento. El autor utiliza de nuevo el término lamprófido haciendo referencia a unos materiales que presentan afloramientos E-W y que en realidad corresponden con los diques microdioríticos calcoalcalinos que se mencionaron en el apartado de contexto geológico, mientras que diferencia un grupo de diques de diabasas paralelos a fracturas N-S que formarían parte del conjunto de enjambres de diques alcalinos de lamprófidos y diabasas al que nosotros nos venimos refiriendo. En Ubanell (1982) se señala la posible formación de estos diques durante una etapa distensiva Pérmica.

Ubanell & Rosales (1981) describen por primera vez una estructura brechoidal en la Sierra de la Paramera, que nace de un dique de diabasa y que ellos explican como un fenómeno volcánico que da lugar a una chimenea eruptiva, hipótesis discutida en trabajos posteriores.

Nuez et al. (1981) y Villaseca et al. (1983) realizan trabajos centrados exclusivamente en los diques de lamprófidos y diabasas, destacándose por vez primera su carácter alcalino. Llevan a cabo una descripción de la petrografía de los diques, de la frecuente textura ocelar, que explican como fenómenos de inmiscibilidad de una fase alcalina ácida y otra alcalina básica, y de la facies brechoidal de la Sierra de la Paramera, cuyo origen sería hipoabisal (facies de diatrema), rectificando en cierta forma el trabajo de Ubanell & Rosales (1981) (Villaseca et al., 1983). El término camptonita es asignado por primera vez a los diques de lamprófito en el trabajo de Villaseca et al. (1983).

En Bea & Corretgé (1986), Pascual & Bea (1986) y Villaseca & Nuez (1986) se publican los primeros datos de química mineral de los diques, incluyendo los ocelos, y química de roca total. La edad que se les atribuye continúa siendo Triásico inferior, como se insiste en el trabajo sintético sobre magmatismo filoniano post-orogénico de Villaseca et al. (1992).

Bea & Corretgé (1986) aportan más datos de química mineral (elementos mayores) y de roca total (elementos mayores y elementos traza) tanto de lamprófidos y diabasas, como de los diques de pórfidos gabroideos alcalinos acompañantes que, en este trabajo, son denominados plagiófidos. Señalan la presencia en los lamprófidos de una flogopita titanífera xenocrística a la que asignan un origen mantélico. Presentan un modelo para explicar la formación de los distintos diques, basado en los análisis químicos. Concluyen que camptonitas, diabasas y plagiófidos constituirían una serie de cristalización fraccionada que comenzaría formando clinopiroxeno titanífero y olivino y continuaría con la separación de oligoclasa, biotita y sulfuros de hierro, y en la que los lamprófidos representarían el término más básico y los diques gabroideos el término más evolucionado; se propone también la asimilación de material granítico encajante como un proceso menos importante. Suponen un bajo grado de fusión parcial de un manto superior metasomatizado para explicar el origen del fundido originario.

Pascual & Bea (1986) se centran en las facies ocelares de los lamprófidos y diabasas, describiendo texturalmente y químicamente los minerales que conforman los ocelos. Exponen la ya antes señalada hipótesis de que estos glóbulos corresponderían con segregados en una etapa tardía de cristalización magmática y que podrían relacionarse con los diques alcalinos de pórfidos gabroideos.

En Villaseca & Nuez (1986) se presentan análisis químicos de elementos mayores en fenocristales y minerales de la matriz de los lamprófidos, en los minerales de los ocelos y en minerales de los enclaves granulíticos muestreados en la diatrema; se incluyen análisis químicos de elementos mayores y elementos traza de los enclaves granulíticos y de los lamprófidos, y también análisis de roca total de elementos mayores en ocelos. En este trabajo vuelve a exponerse, apoyándose en los nuevos datos, la posibilidad de que los ocelos presentes en las camptonitas y diabasas se generen como resultado de un proceso de inmiscibilidad en el que el alto contenido de volátiles, P_2O_5 y TiO_2 jugaría un papel importante.

Estos son hasta el momento los últimos trabajos que se han hecho tratando exclusivamente los lamprófidos o los pórfidos monzo-sieníticos. Otras investigaciones han relacionado ciertos aspectos de la química de estos diques con otros tipos de intrusiones Hercínicas o post-Hercínicas.

Bea et al. (1999) aportan datos químicos de roca total (mayores y trazas), análisis isotópicos (Sr-Nd) e isocronas Rb-Sr de distintos cuerpos intrusivos del SCE. Según los autores los primeros cuerpos ígneos del SCE en intruir habrían sido magmas máficos híbridos formando macizos de pequeño tamaño de gabro-cuarzodioritas. Se formarían por fusión de manto y corteza en una proporción 8:2. Igualmente posteriores al pico metamórfico se habrían sucedido los cuerpos graníticos durante el principal periodo extensional (fase D_3) y, finalmente, aparecerían los diques lamprofídicos como consecuencia de una fusión

por descompresión entre 60 y 85 Km de profundidad. Estos diques son datados en este trabajo en 283 Ma (isocrona Rb-Sr en roca total de varios diques).

Los trabajos de Villaseca et al. (2002, 2004a, 2004b) estudian la naturaleza de las intrusiones básicas Hercínicas y post-Hercínicas del SCE con la intención de esbozar algunos rasgos acerca de la composición del manto subcontinental a partir del cual se han formado. Se aportan nuevos datos de química de roca total y datos isotópicos de los distintos tipos de cuerpos básicos que intruyen en el batolito desde sus primeras etapas hasta las manifestaciones magmáticas filonianas más tardías en el sector. Se discute el orden cronológico que se les había venido asignando en función de las dataciones existentes y se establece una nueva reordenación cronológica: plutones gabroideos tempranos (Gb1), diques de pórfidos calcoalcalinos (microdioritas) (Gb2), pórfidos shoshoníticos (monzoníticos) (Gb3), diques alcalinos (lamprófidos, diabasas y pórfidos monzo-gabroideos) (Gb4) y dique toleítico de Alentejo-Plasencia (Gb5). En Villaseca et al. (2004a, 2004b) se apunta, por vez primera, la presencia de un componente astenosférico dentro de los diques alcalinos, realzándose la bipolaridad en la composición isotópica de estos diques, singularidad del evento magmático Pérmico.

El trabajo de Orejana et al. (2004) hace un estudio sobre la composición en elementos traza de los principales fenocristales presentes en los lamprófidos (clinopiroxeno, anfíbol y flogopita) mediante el uso de la técnica de Laser Ablation ICP-MS, realizando una estimación in-situ de los coeficientes de distribución de dichos elementos en relación con el fundido (cuya composición es calculada en base a análisis de la matriz de los mismos diques que albergan los fenocristales).

Perini et al. (2004a) incluyen a los diques lamprófidos dentro de un estudio general del magmatismo Permo-Carbonífero en el Macizo Ibérico, aportando análisis químicos de mayores y trazas de algunos diques y un análisis isotópico en los sistemas Sr-Nd-Pb. Todos estos datos concuerdan con los que previamente habían sido obtenidos por los autores que se han venido enumerando, si bien corresponderían con los diques del polo isotópicamente enriquecido, ligados a un área fuente litosférica. Este trabajo destaca por proporcionar una nueva datación de los lamprófidos, cuyo resultado es de 264 ± 1.3 Ma (Ar-Ar en kaersutita).

Los trabajos de Orejana et al. (2005a, 2005b) inciden, nuevamente, en la doble componente isotópica empobrecida-enriquecida del magmatismo alcalino. Orejana et al. (2005a), en base a datos de química de roca total y análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb proponen como área fuente de los diques lamprófidos un manto metasomatizado entre litosférico y astenosférico, poseyendo este último una signatura isotópica de tipo PREMA. En Orejana et al. (2005b), que se centra en los enclaves acumulados piroxeníticos y hornblendíticos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas, se incide en la presencia de un polo isotópicamente empobrecido (dada la composición en Sr-Nd de las hornblenditas) similar al que definen los diques empobrecidos.

Finalmente, Orejana & Villaseca (2005) describen el complejo zonado composicional de los fenocristales de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos alcalinos, interpretando que los de tipo normal se deben a fraccionamiento y cambios de presión, mientras que los de tipo inverso se producirían como consecuencia de un fenómeno de mezcla de magmas en cámaras magmáticas profundas.

I.4.2. LOS ENCLAVES INCLUIDOS EN LOS LAMPRÓFIDOS DEL SCE

El primer trabajo en el que se diferencian los distintos tipos de enclaves presentes en los diques de lamprófidos y diabasas es el de Villaseca et al. (1983). Aquí, se identifican cinco grandes grupos de enclaves en la brecha diatrémica de la Paramera: 1) tipos graníticos encajantes, 2) rocas metamórficas esquistosas, 3) enclaves granulíticos, 4) enclaves pseudomorfizados, que explican como tipos granulíticos que han experimentado un proceso de alteración hidrotermal y 5) nódulos metálicos de origen desconocido.

En Villaseca & Nuez (1986) se presentan análisis químicos de elementos mayores en minerales de los enclaves granulíticos muestreados en la diatrema y análisis químicos de roca total (mayores y trazas) de los enclaves granulíticos. Los enclaves granulíticos son divididos en dos grupos: 1) tipos charnokíticos con ortopiroxeno de tipo hipersténico y 2) granoblastitas granatíferas, compuestas por feldespato potásico, plagioclasa, granate, flogopita y sillimanita.

Los enclaves granulíticos que transportan los lamprófidos y diabasas son objeto de estudio, nuevamente, en Villaseca et al. (1999). Además del afloramiento de la Sierra de la Paramera, donde por vez primera se describió la presencia de estos enclaves en estos diques, aquí se señalan otros afloramientos donde aparecen distintos tipos de xenolitos granulíticos dentro de los diques lamprofídicos y diabásicos. Incluyen diversos datos nuevos acerca de los xenolitos: análisis químicos de los minerales (elementos mayores), análisis de roca total (mayores y trazas), análisis isotópicos (Sr-Nd) y campos P-T obtenidos aplicando geotermobarómetros basados en la paragénesis mineral. Los cálculos termobarométricos (850-950 °C y 7-11 Kbar) les permiten asignar, como zona de formación para los enclaves granulíticos, la corteza inferior. Finalmente, apoyándose en los datos isotópicos, señalan la intervención de la corteza inferior en la generación de los granitos peraluminicos del SCE. Describen tres tipos distintos de enclaves: 1) granulitas peraluminicas félsicas, que constituyen la gran mayoría de los enclaves (95% del total en volumen) y corresponden con el tipo 2 descrito al hablar del trabajo de Villaseca & Nuez (1986), 2) granulitas metapelíticas y 3) granulitas charnokíticas, que corresponden con el tipo 1 descrito al hablar del trabajo Villaseca & Nuez (1986).

Los enclaves máficos y ultramáficos, que hasta el momento habían permanecido sin estudiar, son descritos y clasificados en cuatro tipos por Orejana & Villaseca (2003) en base a la química mineral de elementos mayores: 1) enclaves alterados, 2) clinopiroxenitas y websteritas con espinela, 3) clinopiroxenitas con anfíbol y flogopita y 4) hornblenditas piroxénicas y clinopiroxenitas anfibólicas.

En un trabajo más detallado, Orejana et al., (2005b) se centran en los enclaves de mayor tamaño, los tipos 2 y 4 del trabajo de Orejana & Villaseca (2003), describiendo su petrografía, su química mineral (mayores y trazas) y la química de roca total e isotópica (Sr-Nd). Al comparar los datos con la química de los diques que los contienen, se llega a la conclusión de que estos enclaves son acumulados piroxeníticos equilibrados en condiciones cercanas al límite corteza-manto y que en algunos casos están ligados genéticamente al evento alcalino Pérmico.

I.5. METODOLOGÍA

Para la realización del presente estudio se ha seguido un esquema de trabajo que puede dividirse en los siguientes puntos: 1) estudio bibliográfico previo acerca del área objeto de la investigación, 2) trabajo de campo (recogida de muestras), 3) preparación y análisis de las muestras y 4) estudio de los datos obtenidos y elaboración de conclusiones.

I.5.1. ESTUDIO PREVIO

La primera etapa de esta investigación, como la mayoría de las que se realizan en el campo de la geología, requiere de un conocimiento inicial del contexto en el que se sitúan las rocas objeto de estudio, así como de la problemática de la zona y las hipótesis establecidas por los distintos autores a ese respecto.

En este sentido, durante esta etapa he revisado los trabajos previos, de los que ya se ha hablado en el apartado de antecedentes, donde se reconocían e identificaban los materiales que son objeto de estudio de esta tesis. De ellos, y del profundo conocimiento que del SCE tiene mi director de tesis (Dr. Carlos Villaseca), se ha conseguido un plan inicial de trabajo con miras al estudio de campo, para el muestreo de nuevos y antiguos afloramientos de los diques alcalinos y de enclaves máficos y ultramáficos.

Al estudio bibliográfico específico del SCE y de las series magmáticas post-Hercínicas hay que añadir, también, la revisión de trabajos generales sobre la petrografía, geoquímica y petrogénesis de las rocas ígneas en general y de las alcalinas en particular y sobre el uso de técnicas instrumentales geoquímicas (microsonda electrónica, espectrómetros de masas, etc.) y la interpretación de los datos obtenidos. De esta forma pretendíamos alcanzar una preparación previa al uso previsto de dichos equipamientos durante la etapa analítica.

I.5.2. TRABAJO DE CAMPO

Apoyándonos en la cartografía existente, se llevó a cabo un muestreo minucioso en los afloramientos de lamprófidos y diabasas, de pórfidos monzo-sieníticos y de los afloramientos ricos en material xenolítico del SCE, donde se recogieron numerosas muestras para su posterior análisis. A lo largo de este estudio se localizaron nuevos afloramientos que nos han permitido completar aún más la cartografía de los diques alcalinos.

Los mapas topográficos del Servicio Cartográfico del Ejército a escala 1:50.000 que fueron empleados durante esta fase de trabajo son los de Mirueña de los Infanzones (505), Cardenosa (506), Vadillo de la Sierra (530), Ávila de los Caballeros (531), Las Navas del Marqués (532), Navatalgordo (555), Navaluenga (556), San Martín de Valdeiglesias (557), y Arenas de San Pedro (578). Parte de los lamprófidos descritos en la bibliografía, concretamente aquellos cuyos afloramientos se encuentran ubicados geográficamente en los mapas de Santa María del Berrocal (529), Piedrahita (554) y Bohoyo (577), no han sido estudiados debido, fundamentalmente, a la falta de una cartografía detallada acerca de su ubicación exacta. No obstante, los datos geoquímicos existentes sobre estos diques han sido incluidos, a modo de comparación, dentro del capítulo dedicado a los lamprófidos.

I.5.3. PREPARACIÓN Y ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS

De las múltiples técnicas y equipamiento que se describirán a continuación, aquellas en las que ha participado o han sido realizadas directamente por el doctorando son el análisis petrográfico de las láminas delgadas, el análisis de la composición mineral de elementos mayores (microsonda electrónica, trabajo desarrollado en el Centro de Asistencia a la Investigación (CAI) “Luis Bru” de la Universidad Complutense de Madrid), la composición mineral de elementos traza (Laser Ablation-ICP-MS, trabajo desarrollado durante dos estancias en los laboratorios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Bristol), los análisis isotópicos de Sr-Nd-Pb (Sr-Nd analizado mediante TIMS en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid y en los laboratorios del Centro de Oceanografía de Southampton; y Pb común analizado en el Laboratorio de Geología Isotópica del Museo de Historia Natural de Estocolmo). Además, el doctorando también ha preparado, en el Laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, todas las muestras destinadas a análisis químico de roca total o isotópico (mediante machaqueo) y a análisis K-Ar para datación (separación magnética de los minerales). Las únicas labores que se han dejado en manos de los técnicos del correspondiente laboratorio, han sido las de disolución y análisis de las muestras para la determinación de la composición de roca total (CRPG, Nancy), los análisis K-Ar (UNAM, México) para datar las muestras y la elaboración de las láminas delgadas (Laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM). A continuación se detallarán los aspectos fundamentales a tener en cuenta en cada uno de estos pasos.

I.5.3.1. Preparación de láminas delgadas y láminas gruesas

Las muestras recogidas en el campo (aproximadamente 200 muestras nuevas que se sumaron a las más de 300 con las que ya se contaba) fueron tratadas en el Laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) por el personal laboral del mismo para obtener una o varias láminas delgadas a partir de ellas. Para ello se siguieron los siguientes pasos:

1. Corte de las muestras mediante una sierra de disco de diamante para conseguir un prisma (taco) de roca de un tamaño aproximado de 4 x 2 x 1 cm.
2. Desbaste, pulido y, finalmente, pegado de una de las caras del taco mediante resina epoxídica AL-100 al portaobjetos.
3. Corte y posterior desbastado del taco para conseguir un último grosor de unas 30 μm .
4. Pulido de la cara de roca libre utilizando abrasivos de distinto tamaño (carborundos de 600, 800, 1000 y 1200 y óxido de cerio u óxido de aluminio).

Parte de las muestras, aquellas en las que se sospechaba cierto contenidos de feldespatos alcalinos, han sido teñidas con cobalti-nitrito sódico, para identificar dicha fase con mayor facilidad en el microscopio petrográfico.

Para poder analizar la composición en elementos traza de los minerales de las muestras se utilizó la técnica de ablación láser, que se describe más abajo y que exige el requisito de preparar las muestras en forma de láminas gruesas (normalmente entre 100 y 150 μm). Los pasos que hay que seguir para conseguir estas láminas son los mismos que para las láminas delgadas, finalizando el desbastado del taco al llegar al grosor deseado.

I.5.3.2. Análisis petrográfico

Todas las láminas delgadas fueron analizadas a través de un microscopio petrográfico de polarización Carl Zeiss Standard Universal POL de tubo oblicuo binocular con lentes Kpl x10 y con objetivos de x2.5, x10, x25, x40 y x100 aumentos, para su caracterización petrográfica. Las fotografías necesarias para la localización de los puntos escogidos para ser analizados en la microsonda electrónica se hicieron utilizando otro microscopio (Carl Zeiss Axioskop con objetivos de x1.25, x2.5, x10, x20 y x40 aumentos) con una cámara de vídeo a color SONY DXC-101P con mecanismo de carga acoplado (CCD) asociada y mediante una videoimpresora SONY UP-850.

Uniendo al microscopio anterior un carro de conteaje para análisis modales, se realizó la estimación de la superficie ocupada por los distintos minerales en las muestras de los diques y de los enclaves estudiados. Para ello se utilizaron mallas de puntos separados por 0.3 mm en los enclaves más pequeños y 0.6 mm en los enclaves mayores y en las muestras de diques. Debido a la disparidad de tamaños entre los enclaves y las láminas de diques, el número de puntos analizados es muy variado (un máximo de 1930 y un mínimo de 74), al igual que los errores generados. Según los criterios de Van der Plas & Tobi (1965), los rangos de variación de los porcentajes modales calculados en los distintos minerales de los enclaves irían desde un $\pm 1\%$ en el mejor de los casos hasta errores de un $\pm 11\%$ en los enclaves más pequeños.

Las fotografías de las láminas delgadas se llevaron a cabo mediante una cámara fotográfica digital OLYMPUS DP12 acoplada a un microscopio OLYMPUS BX51 con objetivos de 4x, 10x, 20x y 50x aumentos.

I.5.3.3. Análisis de elementos mayores en minerales (Microsonda Electrónica)

La composición en elementos mayores de las distintas fases minerales diferenciadas durante el análisis petrográfico se obtuvieron utilizando una microsonda electrónica, modelo Jeol JXA-8900 M con cuatro analizadores WDS, en el Centro de Microscopía Electrónica *Luis Bru* de la UCM.

Se analizaron un total de 64 láminas delgadas pulidas. Para el análisis fueron metalizadas con una fina película de grafito. Los elementos analizados fueron Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Ca, Na, K, P, Ba, Sr, F y Cl. Estos elementos no fueron analizados en todos y cada uno de los minerales. En las tablas de datos puede verse que los resultados finales se han expresado en forma de porcentaje en peso de los óxidos correspondientes a cada elemento, siendo el FeO_t el hierro total expresado en estado reducido.

Las condiciones de análisis fueron las siguientes: una diferencia de potencial de 15 kV, una intensidad de la corriente de electrones de 20 nA, un diámetro aproximado del haz incidente de 5 μm y un tiempo de medida para cada elemento de 10 segundos en el pico y 5 segundos a cada lado de éste, como fondo. Los patrones analizados fueron sillimanita, albita, almandino, kaersutita, microclina, ilmenita, fluorapatito, escapolita, aleación de Ni, cromita, gahnita, bentonita y estroncianita. La corrección de las intensidades registradas por la microsonda fue realizada utilizando las matrices tipo ZAF.

I.5.3.4. Análisis de elementos traza en minerales (LA-ICP-MS)

La composición química de elementos traza de los minerales se analizó in-situ mediante un espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inducido y ablación láser como método de extracción de la muestra (LA-ICP-MS; Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). La diferencia fundamental existente entre esta técnica y los equipos clásicos de ICP-MS radica en que, en lugar de introducir la muestra en solución mediante un nebulizador, con la ablación láser la muestra es transportada de

forma directa en estado sólido hasta el plasma, donde se ionizará. De esta manera se consigue evitar algunas pegas de los métodos de introducción en estado líquido, como eliminar el procedimiento lento de disolución (que puede añadir, además, contaminación a la muestra) y la posibilidad de que se den interferencias por la formación de compuestos poliatómicos al interactuar la solución con el agua o el argón.

De esta manera se ha medido la concentración de 30 elementos (REE, Ba, Rb, Th, U, Nb, Ta, Pb, Sr, Zr, Hf, Ti, Y, V, Sc, Cr y Ni) en minerales (clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, flogopita, apatito, espinela, calcita, plagioclasa) en 16 láminas gruesas de $> 130 \mu\text{m}$ de grosor. Estos análisis han sido realizados en el departamento de ciencias de la tierra de la Universidad de Bristol (Reino Unido), usando un ICP-MS de tipo VG Elemental PlasmaQuad 3 con un láser de tipo VG LaserProbe II (266 nm frequency-quadrupled Nd-YAG laser) acoplado. Se realizaron dos tipos de análisis: puntuales (Figura I.4A) y a lo largo de una línea (Figura I.4B-C-D). Los segundos fueron hechos en los minerales de algunas muestras de enclaves de los que no se pudo obtener una lámina gruesa y hubo que analizar una lámina delgada, así como para medir la concentración en elementos traza de la matriz de 3 diques y la composición de dos ocelos feldespáticos de pequeño tamaño. Con el análisis en forma de línea se consigue no perforar por completo la fase analizada, lográndose un análisis completo de la misma duración que los puntuales. En la figura I.4B-C se puede apreciar el pequeño tamaño de la matriz analizada mediante esta técnica, lo que hace más fiable la estimación de la composición. La composición de las matrices y los ocelos corresponde con la media de un número total de análisis en línea entre 8 y 15 (ver dos grupos de cinco líneas en figura I.4B-C). El tiempo de medida de cada análisis consistió en 100 segundos (40 s midiendo en el blanco para establecer el valor de

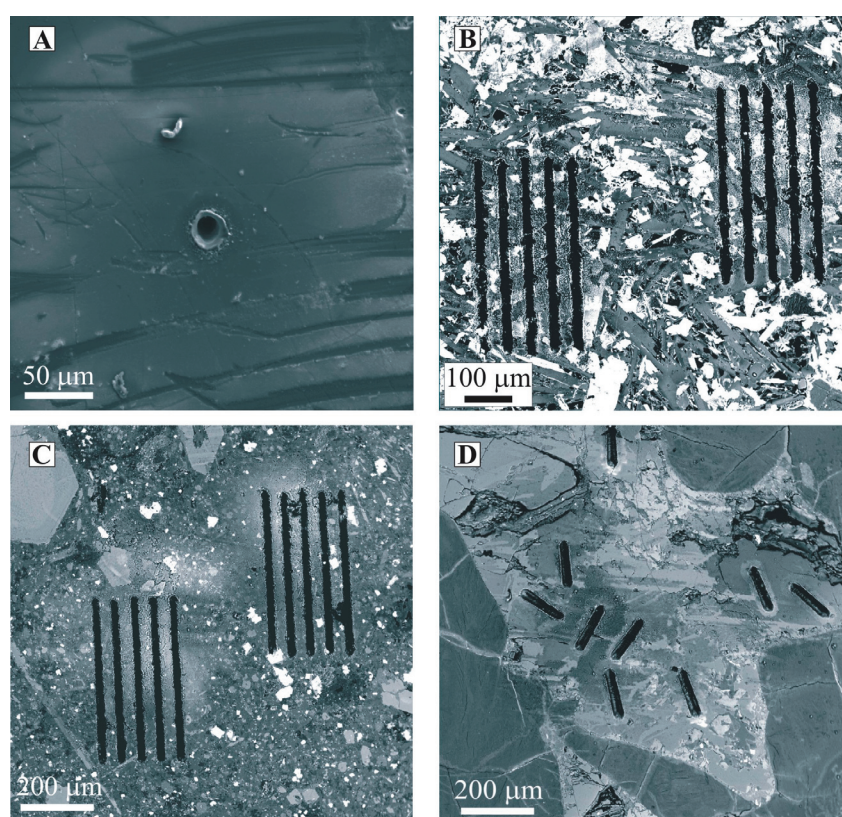


Figura I.4. Fotos obtenidas con Microsonda Electrónica de los puntos y líneas analizados con la técnica de Ablación Láser acoplada a un ICP-MS. Foto A (muestra 101892): análisis puntual de un mineral, imagen de electrones secundarios. Fotos B y C (muestras 103471 y 103473, respectivamente): análisis en línea de una zona microcristalina, imágenes de electrones retro-dispersados. Foto D (muestra 104546B): análisis en línea de un mineral de un enclave, imagen de electrones secundarios.

fondo y 60 s para el resto del análisis). El diámetro del haz del láser fue de 20-30 µm y cuando se hicieron líneas estas tuvieron 400 µm de longitud para matrices y ocelos y 100 µm para minerales. Los estándares usados para calibrar la sensibilidad de la medida para cada elemento fueron el NIST 610 y 612.

Además de las medidas de los estándares, para obtener la concentración final de los elementos traza en los minerales, todos los análisis son normalizados a la concentración de diversos elementos que, en cada mineral, actúan como patrones internos. La concentración de estos patrones internos se extrae de los análisis de microsonda electrónica. En cada mineral se ha usado aquel elemento o elementos que presentan un alto contenido y que no están sujetos a fuertes variaciones. En el caso del clinopiroxeno, el apatito y la calcita se hizo usando los contenidos de Ca; para el anfíbol y la plagioclase se usaron en unos casos Ca y en otros Si, para el ortopiroxeno y la flogopita se usó Si y para la espinela Al. La fórmula general empleada es esta:

$$C_E(muestra) = \frac{\frac{R_E(muestra)}{R_{PI}(muestra)}}{\frac{R_E(NIST)}{R_{PI}(NIST)}} \times \frac{C_{PI}(muestra)}{C_{PI}(NIST)} \times C_E(NIST)$$

donde C hace referencia a la concentración de los elementos en ppm, R representa el valor de las cuentas por segundo registradas por el espectrómetro de masas, el subíndice E se refiere al elemento traza que se está midiendo y el subíndice PI significa patrón interno (Ca, Si y Al, según el mineral que se esté analizando). Entre paréntesis se especifica si se trata de los valores para la muestra o para el estándar (NIST 610 y 612).

I.5.3.5. Machaqueo de las muestras para análisis químico e isotópico

Los métodos de disolución que se aplican a las muestras, con anterioridad a las medidas de roca total e isotópica, que se explicarán con mayor detalle más abajo, requieren que se encuentren en tamaño polvo. Para ello, una vez seleccionadas las muestras más representativas, éstas han sido machacadas en el Laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM usando dos tipos de machacadoras distintas. En primer lugar hemos usado un molino de mandíbulas tipo Humboldt-Wedag para fragmentos de muestra de un tamaño mayor de 1-2 cm y, una vez conseguida tal reducción, se ha continuado con un molino de discos tipo Wolfer, donde se obtiene un tamaño de los granos de muestra, generalmente, por debajo de 1-2 mm. La muestra, a lo largo de este procedimiento, ha sido tamizada y cuarteada hasta quedarnos con una porción representativa en aquellos casos en los que la cantidad de muestra era excesiva. Aquellas muestras de menor tamaño (caso de enclaves y megacristales) han seguido una rutina de machaqueo distinta, sin pasar por ninguno de los molinos anteriores, usándose en este último caso el mortero de Abich. El siguiente y último paso, para todas las muestras, ha consistido en pasarlas a un mortero de ágata (tipo Fritsch) donde se ha terminado de machacar durante un periodo de tiempo variable, en función del tipo de roca y de la cantidad de muestra, entre 15 y 40 minutos. El polvo así obtenido ha sido guardado en pequeños botes en espera de su tratamiento para la analítica de roca total e isotópica.

I.5.3.6. Análisis químicos de roca total

Los 39 análisis de roca total de la química de elementos mayores y trazas (21 corresponden con diques de lamprófidos y diabasas, 10 con enclaves máficos y ultramáficos y 8 con diques de pórfidos

monzo-sieníticos) han sido realizados en el CNRS-CRPG (Centre National de la Recherche Scientifique – Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques) de Nancy (Francia) por el personal de dicho laboratorio tras el envío de las muestras por correo certificado. De estas 39 muestras, 10 corresponden con datos obtenidos con anterioridad a mi incorporación al grupo investigador y al comienzo de esta investigación (7 lamprófidos y diabasas y 3 pórfidos monzo-sieníticos), lo que explica que no sean datos tan completos como los más modernos. En dicho laboratorio, las muestras fueron fundidas usando LiBO_2 y disueltas con HNO_3 . Las soluciones fueron analizadas mediante un espectrómetro de emisión atómica con plasma de acoplamiento inducido (ICP-AES) para la composición de elementos mayores, mientras que los elementos traza fueron determinados con un ICP-MS.

La incertidumbre de las medidas de elementos mayores está entre un 1-3%, excepto el MnO (5-10%) y el P_2O_5 (> 10%). Carignan et al. (2001) evaluaron la precisión de los análisis de ICP-MS de los laboratorios de Nancy a bajos niveles de concentración a partir de repetidos análisis de los estándares internacionales BR, DR-N, UB-N, AN-G y GH. La precisión del Rb, Sr, Zr, Y, V, Ga, Hf y de la mayoría de las REE está en el rango 1-5%, mientras que para el resto de elementos se encuentra en el rango 5-10%, incluyendo el Tm. Mayor información sobre el procedimiento y los valores de precisión de los análisis de ICP-MS de Nancy pueden encontrarse detallados en Carignan et al. (2001).

I.5.3.7. Análisis isotópicos de Sr-Nd

Se seleccionaron 23 muestras para determinar las relaciones isotópicas de Sr-Nd (de ellas 9 corresponden con diques de lamprófidos y diabasas, otras 9 con enclaves máficos y ultramáficos, 1 es de un megacrystal de anfíbol y 4 de pórfidos monzo-sieníticos). Una parte de los análisis (13 de ellos) fueron llevados a cabo en el CAI (Centro de Asistencia a la Investigación) de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM, mientras que otra tanda de 10 análisis fueron realizados en el National Oceanography Centre de Southampton (Reino Unido).

Las rutinas de disolución y preconcentración llevadas a cabo en los dos laboratorios fueron muy similares, en ambos casos las muestras fueron disueltas, en primer lugar, siguiendo un procedimiento rutinario basado en la utilización de diversos ácidos (HF , HNO_3 y HCl) en diversas proporciones. A continuación, para separar el Sr y el Nd, que después se analizaría en el espectrómetro, se hizo pasar las muestras, ya en solución, a través de unas columnas de intercambio iónico compuestas por una resina sintética específica para cada elemento, siguiendo una rutina establecida previamente para dichos laboratorios. Los procedimientos analíticos detallados utilizados en el CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM han sido descritos por Reyes et al. (1997).

Con el Sr y el Nd de cada muestra separado, se utilizó un espectrómetro de masas con ionización termal (TIMS) de tipo VG Sector 54 con multicolector para determinar las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (el modelo del equipo era el mismo en ambos laboratorios). Los datos fueron adquiridos en modo multidinámico. La precisión de los análisis realizados en el Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM queda establecida por medidas repetidas del estándar NBS 987, que dieron como resultado $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710249 \pm 30$ (2σ) y del estándar JM Nd, para el que se obtuvo $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511809 \pm 20$ (2σ). El estándar considerado para las relaciones de Sr en el laboratorio del Centro Nacional de Oceanografía de Southampton es, también, el NBS 987, obteniéndose un valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710245 \pm 6$ (2σ), mientras que el estándar para el Nd es de La Jolla, en el que se midieron relaciones de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511856 \pm 5$ (2σ).

I.5.3.8. Análisis isotópicos de Pb común

Se seleccionaron 13 muestras para determinar las relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (7 lamprófidos y diabasas, 4 enclaves máficos y ultramáficos y 2 pórfidos monzo-sieníticos). Todos los análisis fueron llevados a cabo por el doctorando en el Laboratorio de Geología Isotópica del Museo de Historia Natural de Estocolmo (Suecia). El procedimiento de digestión y disolución de las muestras previo a la separación del Pb fue similar al que se ha descrito para los análisis de Sr-Nd (tratamiento con ácidos: HF, HCl, H_2SO_4 y HNO_3). Igualmente, según rutina establecida por el laboratorio, la separación del Pb se realizó pasando las muestras diluidas por columnas de intercambio iónico con una resina específica para este elemento. Los análisis se hicieron utilizando un TIMS de tipo Finnigan MAT 261 con sistema multicollector. Sin embargo, dos enclaves ultramáficos (ver Tabla III.15 en el capítulo de enclaves) dieron bajas señales en este equipo y los datos fueron poco precisos por lo que se reanalizaron usando un ICP-MS de tipo Micromass Isoprobe con sistema multicollector, cuya sensibilidad es mayor.

A las muestras analizadas con TIMS se les ha añadido un *spike* (^{205}Pb) para la determinación de las cantidades en las que se encuentra cada isótopo de Pb. Se han medido, en ambos casos, de forma repetida dos estándares internacionales (NBS 981 y NBS 982), cuyos resultados, corregidos de acuerdo a una relación empírica en función de la temperatura, son reproducibles y precisos, dando errores bajos ($< 0.1\%$) respecto a los valores de la literatura. Este error es mayor que el error interno de los análisis y puede considerarse una buena estimación del error aplicable a todos los resultados obtenidos con el TIMS. El estándar BCR-1 ha sido analizado a partir de una muestra en polvo junto con las muestras, lo que nos ha permitido calcular un error externo (inherente al tratamiento de las muestras previo al análisis) que está de acuerdo con los valores de la literatura.

En los análisis de ICP-MS, por otro lado, el fraccionamiento de masas (*mass fractionation*) se ha corregido mediante un sistema interno basado en la adición de una solución de Tl y la medida de la relación $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$. Los errores de reproducibilidad de los estándares internacionales NBS 981 y NBS 982 son inferiores a 0.03% , cuando se comparan con los valores de la literatura. En este caso, los errores internos son también bajos, similares al error externo, y son los que se han incluido en las tablas correspondientes (Tablas II.16, III.15 y IV.11).

I.5.3.9. Análisis de K-Ar para la datación de los diques

Se seleccionaron 8 muestras para datar los diques mediante el método K-Ar. Las muestras corresponden con 6 diques de lamprófidos y diabasas, dentro de los que estarían representados los cuatro grupos de enjambres de diques (los de las lineaciones estructurales del Puerto del Pico-Muñotello, Sierra de la Paramera, Herradón-Casillas y Río Cofio-Peguerinos), y 2 muestras de pórfidos monzo-sieníticos del dique del Herradón-Casillas.

En todos los casos se separó alguna fase rica en K para su posterior análisis (flogopita, kaersutita o feldespato potásico). La concentración de dichos minerales fue realizada por el doctorando en el Laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la UCM. Algunas de las muestras poseían cristales de un tamaño superior a 0.5 cm (caso de megacristales de anfíbol y fenocristales de flogopita de gran tamaño), en este caso la separación se ha hecho manualmente. En aquellas muestras en las que se pretendía separar fenocristales de pequeño tamaño, en primer lugar se machacó la roca usando los molinos de mandíbulas y discos descritos arriba y después se tamizó para seleccionar una fracción de tamaño comprendido entre $100\text{-}300\text{ }\mu\text{m}$ y, a continuación, se separó la fase deseada mediante el separador magnético Franz (así se concentraron cristales de anfíbol y feldespato potásico). Mediante el empleo de una lupa óptica se refinó

dicho concentrado.

Los 8 separados minerales fueron enviados al Laboratorio de Gases Nobles del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Allí, los encargados de dicho centro se encargaron de realizar los análisis, obteniéndose las edades que se especifican en el capítulo V. El equipo empleado para las medidas es un espectrómetro de masas tipo VG 1200 con dos líneas de extracción: horno de doble vacío de tántalo y láser de CO₂. La medida del K se hizo mediante fluorescencia de Rayos X, obteniéndose errores relativos en el rango 1.5-2% para concentraciones de K menores de 1% en peso (anfíbol) y errores inferiores al 0.5% para micas y feldespatos potásicos. Los estándares usados son las micas HD-B1 y LP-6, de 24.2 y 128 Ma respectivamente, y la moscovita B4M de 18.7 Ma.

I.5.4. ESTUDIO DE LOS DATOS Y ESTABLECIMIENTO DE CONCLUSIONES

Una vez que se obtuvieron los datos necesarios mediante las distintas técnicas analíticas y después del estudio de la petrografía y del trabajo de campo, toda la información fue sintetizada y estudiada teniendo presente, por un lado los objetivos que se han enunciado anteriormente y, por otro, la problemática clásica en este tipo de rocas, pormenorizada en la introducción.

Uno de los medios empleados para el estudio de los resultados ha sido la utilización de ciertos programas informáticos específicos creados para el tratamiento de los datos y para facilitar su manejo y su proyección gráfica. El programa Minpet 2.0 para datos de composición mineral y de roca total nos ha permitido el cálculo de la fórmula estructural de los diferentes minerales en base a la composición en elementos mayores, así como ha sido de gran utilidad a la hora de elaborar gráficos binarios y ternarios. Los programas Igpewin y FC-Modeler nos han servido para realizar la modelización de un proceso de fraccionamiento cristalino en los diques de pórfidos monzo-sieníticos, para elementos mayores en el primer caso y trazas en el segundo. Las estimaciones de presión y Temperatura en los enclaves máficos y ultramáficos se han llevado a cabo con los programas PT-Mafic, desarrollado por Soto & Soto (1995), que permite aplicar las ecuaciones de varios termobarómetros de la literatura y una hoja de cálculo de Excel creada en base a las ecuaciones de Nimis & Ulmer (1998) por el primero de estos autores.

Los cálculos necesarios para la obtención del modelo de Asimilación y Cristalización fraccionada (AFC) realizado para los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE se han hecho aplicando las ecuaciones de DePaolo (1981) (tanto en elementos traza como en relaciones isotópicas). De igual manera, las estimaciones del contenido de Fe³⁺ presente en los minerales del grupo de la espinela se han hecho aplicando el método de Droop (1987) a los datos de elementos mayores. El cálculo de la isocrona Rb-Sr ha sido realizado con el programa Isoplot de Ludwig (1999).

Por otro lado, la revisión y la comparación de los datos obtenidos durante la etapa analítica, con los resultados, conclusiones e hipótesis que pueden encontrarse en la abundante bibliografía sobre lamprófidos, rocas alcalinas, sienitas y enclaves máficos y ultramáficos, se ha llegado a la realización final de la presente memoria, donde se da cuenta del trabajo desarrollado, de los resultados conseguidos y de las conclusiones a las que se ha llegado.

II. LOS DIQUES ALCALINOS DE LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

II.1. PETROGRAFÍA	33
II.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO	33
II.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO	36
II.2. QUÍMICA MINERAL	44
II.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS	44
II.2.2. ELEMENTOS TRAZA	68
II.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	82
II.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES	82
II.3.2. ELEMENTOS MAYORES	86
II.3.3. ELEMENTOS TRAZA	91
II.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	95
II.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	101
II.4.1. INTRODUCCIÓN	101
II.4.2. CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA	101
II.4.3. MEZCLA DE MAGMAS EN CÁMARAS MAGMÁTICAS	107
II.4.4. ORIGEN DE LOS OCELOS Y DE LAS ESTRUCTURAS VESICULARES DE LOS DIQUES	110
II.4.5. ¿ASIMILACIÓN DE MATERIALES CORTICALES?	116
II.4.6. CARACTERÍSTICAS DE LAS FUENTES MANTÉLICAS	119
II.4.7. ¿MANTO LITOSFÉRICO O MANTO ASTENOSFÉRICO?	129

II.1. PETROGRAFÍA

II.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO

Los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE afloran en forma de enjambres con direcciones norteadas entre N20W y N30E, cortando, fundamentalmente, a los granitos del Sistema Central Español, pero también a los materiales metamórficos paleozoicos y pre-Ordovícicos de este sector.

Siguiendo las recomendaciones señaladas en la clasificación, ya mencionada en el capítulo introductorio, de Le Maitre et al. (2002), podemos distinguir diques de lamprófido por un lado (de textura porfídica y con fenocristales exclusivamente máficos) y diques de diabasas (cuando hay presente algún fenocristal de plagioclasa).

Los diques de lamprófidos y diabasas se distribuyen en un amplio área dando lugar a agrupaciones de diques (enjambres) con cierta continuidad a escala regional (Figura I.3). Estos enjambres están separados, por lo general, decenas de Km unos de otros, aunque, en algún caso, pueden aflorar, relativamente próximos, más de un tipo de enjambre. Teniendo en cuenta tanto los afloramientos en el campo como las características petrográficas y geoquímicas de los diques, se han dividido en 9 grupos, cuyos nombres hacen referencia a un paraje o localidad próxima. Éstos pueden agruparse, a su vez, en cuatro grandes conjuntos o enjambres (Figura I.3), normalmente asociados a las lineaciones estructurales más importantes de la zona, señaladas por Ubanell (1981):

1. Enjambre del Puerto del Pico – Villatoro (fractura del Puerto del pico – La Serrota): dique del Puerto del Pico – Muñotello, dique de Villatoro y dique de Cueva del Maragato.
2. Enjambre de la Sierra de la Paramera: dique de la Sierra de la Paramera.
3. Enjambre de San Bartolomé de Pinares – Bernuy Salinero (fractura de El Herradón – Casillas): diques de San Bartolomé de Pinares, dique de Tornadizos de Ávila y dique de Bernuy Salinero.
4. Enjambre de Hoyo de Pinares – Peguerinos (eje de fracturación del río Cofio): dique de Hoyo de Pinares y dique de Peguerinos.

Mientras que los diques de lamprófidos aparecen en los cuatro enjambres, los de diabasas únicamente están presentes en los afloramiento de Bernuy Salinero y Peguerinos.

Los diques no muestran una gran continuidad en superficie, truncándose frecuentemente debido principalmente a desplazamientos tectónicos (fallas). Esta disposición escalonada se puede apreciar, con cierta frecuencia, en distancias inferiores a un kilómetro.

Normalmente, estos diques se encuentran alterados o meteorizados en superficie, por lo que la erosión diferencial hace que se encuentren en zonas deprimidas. También es frecuente hallarlos en valles asociados a la presencia de fallas. Los afloramientos de los diques in-situ son muy poco frecuentes, siendo revelada su presencia, habitualmente, por la aparición en el suelo de fragmentos redondeados más o menos grandes de roca oscura o negra. Los mejores afloramientos corresponden con cortes de carreteras o caminos y con algunas zonas muy poco vegetadas (Figura II.1). Cuando vemos un corte relativamente fresco de los diques, podemos observar que son subverticales, su espesor está comprendido entre unos pocos centímetros



Figura II.1. Aspecto de los afloramientos de los diques de lamprófidos alcalinos del SCE. En las fotos A, B y C se aprecia muy bien la inclinación subvertical de los diques así como su contacto neto con los granitos encajantes. En estos casos los cortes de carretera ponen al descubierto los mejores afloramientos disponibles, mientras que en la foto D se aprecia el grado de alteración que pueden llegar a alcanzar, hasta ser únicamente reconocibles por bloques o fragmentos sueltos en el terreno.

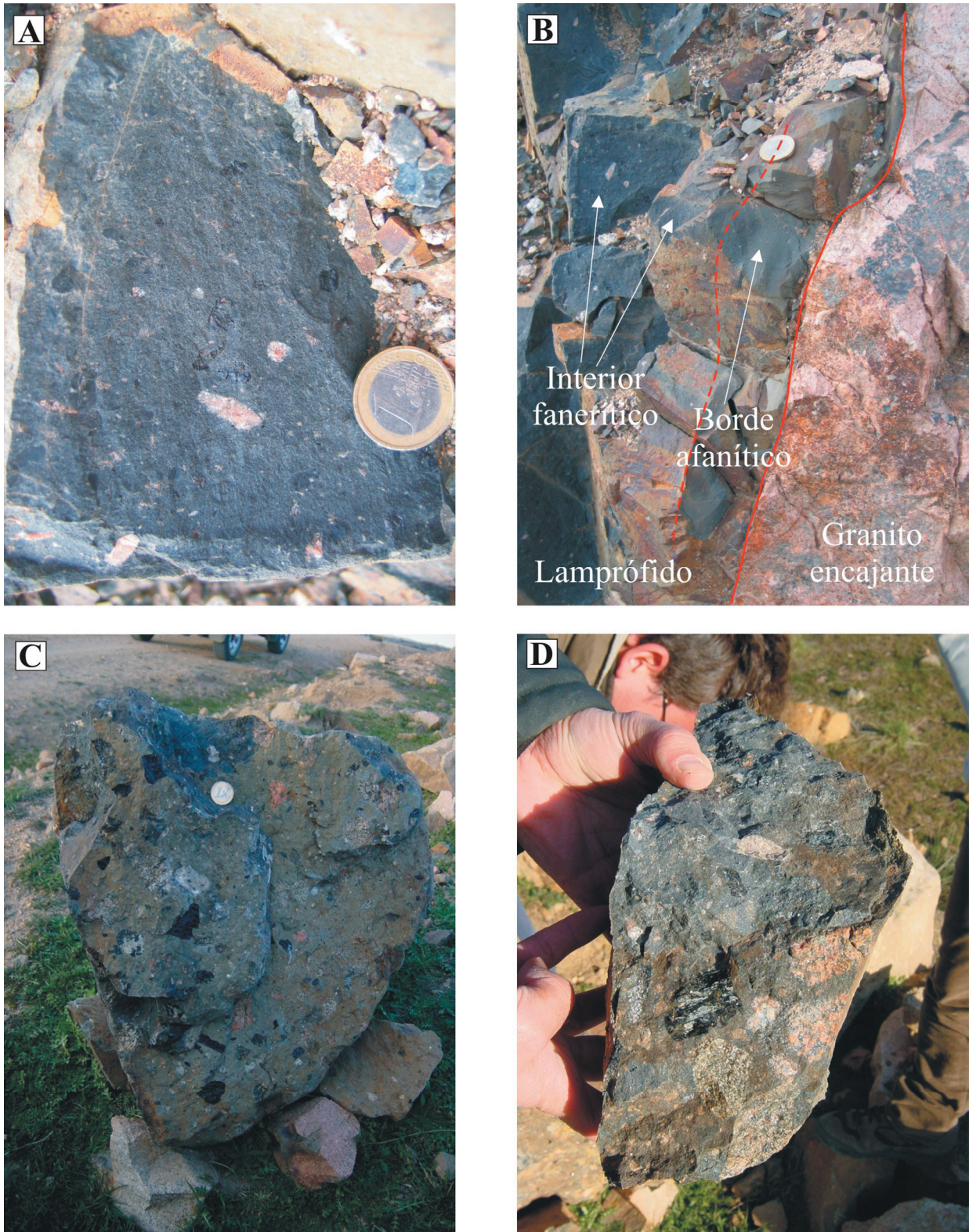


Figura II.2. Aspecto de *visu* que muestran los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Foto A: detalle de un dique de lamprófido en el que pueden verse enclaves félsicos y fenocristales oscuros (principalmente de clinopiroxeno y anfíbol). Foto B: contacto entre el dique de lamprófido y el granito encajante, donde se pueden distinguir las diferencias texturales que hay entre el interior fanerítico más porfídico y el borde afanítico en contacto con el granito. Foto C: Bloque de diabasa en el que se pueden distinguir numerosos enclaves (máficos, ultramáficos, granulitas y fragmentos de la roca de caja) y megacristales (principalmente de plagioclasa y anfíbol). Foto D: detalle de un dique de diabasa con enclaves y megacristales.

(20-30 cm) y un máximo próximo a los 2 m y que los contactos son netos, presentando un pequeño borde de enfriamiento de textura afanítica (1-3 cm; Figura II.2B) que desaparece rápidamente hacia el centro del dique.

A partir de un reconocimiento de *visu* de estos materiales, se puede reconocer su textura porfídica, distinguiéndose la presencia de fenocristales negros de piroxeno, anfíbol o flogopita englobados en una matriz oscura microcristalina (Figura II.2A-B). También resalta su carácter ocelar, con numerosos glóbulos de color claro o rosáceo cuyo tamaño puede llegar a 1.5 cm en su máxima dimensión, y, en algunos afloramientos, la abundancia de enclaves, megacristales y xenocristales, todos de muy distintos tipos y tamaños, que se describirán más adelante (Figura II.2C-D). Puede haber diques con un marcado heteromorfismo, estando los enclaves y megacristales concentrados en la zona central y presentando márgenes muy equigranulares.

II.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO

Tanto la mineralogía como las texturas de estos materiales son muy variadas, lo que les confiere una marcada heterogeneidad petrográfica. Globalmente se puede decir que todos los diques son porfídicos y presentan textura ocelar, si bien es cierto que el tipo y la abundancia de los distintos fenocristales es variable de unos diques a otros. Los más frecuentes son los fenocristales máficos (clinopiroxeno, anfíbol y flogopita), aunque en los diques de diabasa pueden abundar los de plagioclasa.

A continuación se describen con mayor detalle las características petrográficas más importantes de los diques, prestándose especial atención a la mineralogía y a las texturas más frecuentes.

II.1.2.1. Matriz

Presenta textura holocristalina, inequigranular de grano fino (los cristales tienen tamaños variables según el dique considerado, aproximadamente entre 10 y 800 μm) y, en algunas diabasas, se aprecia textura traquítica (Figura II.3A). En ningún caso se observa la presencia de material vítreo.

Los minerales primarios más abundantes que componen la matriz de estos diques son: clinopiroxeno entre incoloro y púrpura pálido, anfíbol marrón, biotita-flogopita marrón, óxidos de Fe-Ti (Ti-magnetita-ulvoespinela), olivino (normalmente pseudomorfizado), plagioclasa y feldespato alcalino. Estos minerales suelen ser idiomorfos o subidiomorfos, a excepción del feldespato alcalino, que da lugar a una textura intersticial. En menor proporción también se puede encontrar apatito, analcima, calcita, sulfuros de Fe, sulfatos de Ba y raramente monacita. La calcita y la analcima, al igual que ocurría con el feldespato alcalino, aparecen de forma intersticial. Todos estos minerales pueden aparecer en la matriz de todos los enjambres de diques; sin embargo, como se mencionará a continuación, no ocurre lo mismo con los fenocristales de algunas de esas fases, como la flogopita, la plagioclasa o el apatito.

Los diques se encuentran alterados en grado variable. Entre los minerales secundarios más frecuentes que se pueden ver en la matriz, como consecuencia de dicha alteración, están los minerales del grupo de la epidota, la clorita, el talco y la serpentina, que aparecen sustituyendo a los minerales máficos; a su vez, los feldespatos se encuentran frecuentemente sericitizados.

II.1.2.2. Fenocristales

El carácter porfídico de los diques de lamprófidos y diabasas puede alcanzar hasta un 40% de

fenocristales. Los más abundantes son los de clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, Ti-magnetita, olivino (casi siempre pseudomorfizado). Cuando aparecen fenocristales de plagioclasa la roca ha sido clasificada como diabasa. Además, pueden encontrarse en menor proporción fenocristales o microfenocristales de apatito, ilmenita, sulfuros de Fe y Cr-espinela.

Los fenocristales de clinopiroxeno son, junto con los de anfíbol, los más abundantes, salvo en los diques de diabasa, donde son mucho menos frecuentes. Suelen ser idiomorfos e incoloros, desarrollando en su parte más externa bordes zonados de color púrpura (Figura II.4D); este zonado puede ser oscilatorio en algunos casos (fundamentalmente en el dique de San Bartolomé de Pinares). Su tamaño es variable, estando normalmente comprendido entre 1-3 mm y llegando, ocasionalmente, a más de 1 cm. No obstante, además de este tipo de clinopiroxeno más común, algunos diques muestran dos tipos de fenocristales con características diferentes: unos, compuestos por núcleos de color verde y bordes incoloros (Figuras II.5A y II.6C), y otros que muestran núcleos incoloros con un cambio neto muy marcado hacia bordes de color pálido o púrpura (Figuras II.5B y II.6A-B). Los fenocristales de clinopiroxeno son los únicos que dan lugar a texturas glomeroporfidicas, aunque éstas no son muy frecuentes. En el dique de San Bartolomé de Pinares se puede apreciar, de forma relativamente frecuente, que el clinopiroxeno rodea a un glóbulo semiredondeado compuesto por carbonato, clorita y sulfuros de Fe (Figura II.5F), cuyo origen se discutirá más adelante.

Los fenocristales de anfíbol están presentes en todos los diques de lamprófido, pero no aparecen en las diabasas ni en el dique de la Cueva del Maragato. Al microscopio, son de color marrón claro a oscuro y generalmente idiomorfos (Figura II.3F). Es frecuente que desarrollen un ligero zonado hacia el borde. Como ocurría con el clinopiroxeno, su tamaño es muy variado, pero normalmente se encuentra comprendido en el rango 1-3 mm, pudiendo llegar a más de 1 cm.

Los fenocristales de flogopita solamente aparecen en algunos diques de lamprófido (dique de Villatoro, dique del Puerto del Pico-Muñotello y dique de Tornadizos de Ávila), nunca en diabasas. Son de color marrón oscuro a rojizo, no están zonados y presentan formas laminares o aciculares (Figura II.4A), según el corte que muestren, con bordes redondeados. Habitualmente su tamaño está comprendido entre 1 y 3 mm, pero excepcionalmente pueden superar 1 cm.

El olivino únicamente aparece inalterado en algunas muestras de los diques de diabasas de Peguerinos (Figura II.3E), pero son relativamente abundantes los pseudomorfos en el resto de enjambres de diques. En ambos casos son idiomorfos o subidiomorfos, mostrando fenómenos de corrosión muy frecuentemente. Por lo general son de pequeño tamaño (< 2 mm), y en la mayoría de los casos podrían ser considerados como parte de la matriz. No obstante, en algún dique los pseudomorfos llegan a presentar tamaños superiores a los 4 mm, estando transformados a minerales del grupo de la serpentina y el talco (Figura II.4F).

Los fenocristales de plagioclasa están restringidos exclusivamente a los diques de diabasa (Peguerinos y Bernuy Salinero). Son idiomorfos o subidiomorfos, su tamaño está comprendido entre 0.3 y 1 mm y en ocasiones muestran un zonado muy marcado (Figuras II.3D y II.4B). Ocasionalmente se alteran a sericitita.

Los fenocristales de Ti-magnetita o ulvoespinela, que están presentes en todos los enjambres de diques, pueden alcanzar porcentajes superiores al 2% en algunos casos y su tamaño puede sobrepasar los 0.5 cm, aunque normalmente está comprendido entre 0.2 y 1 mm.

De entre el resto de microfenocristales destacan la ilmenita, el apatito, los sulfuros de hierro, la espinela cromífera y la esfena. La ilmenita, que sólo se observa en los diques de Villatoro, Puerto del Pico-Muñotello y San Bartolomé de Pinares, puede aparecer como fenocristal, como inclusión dentro de

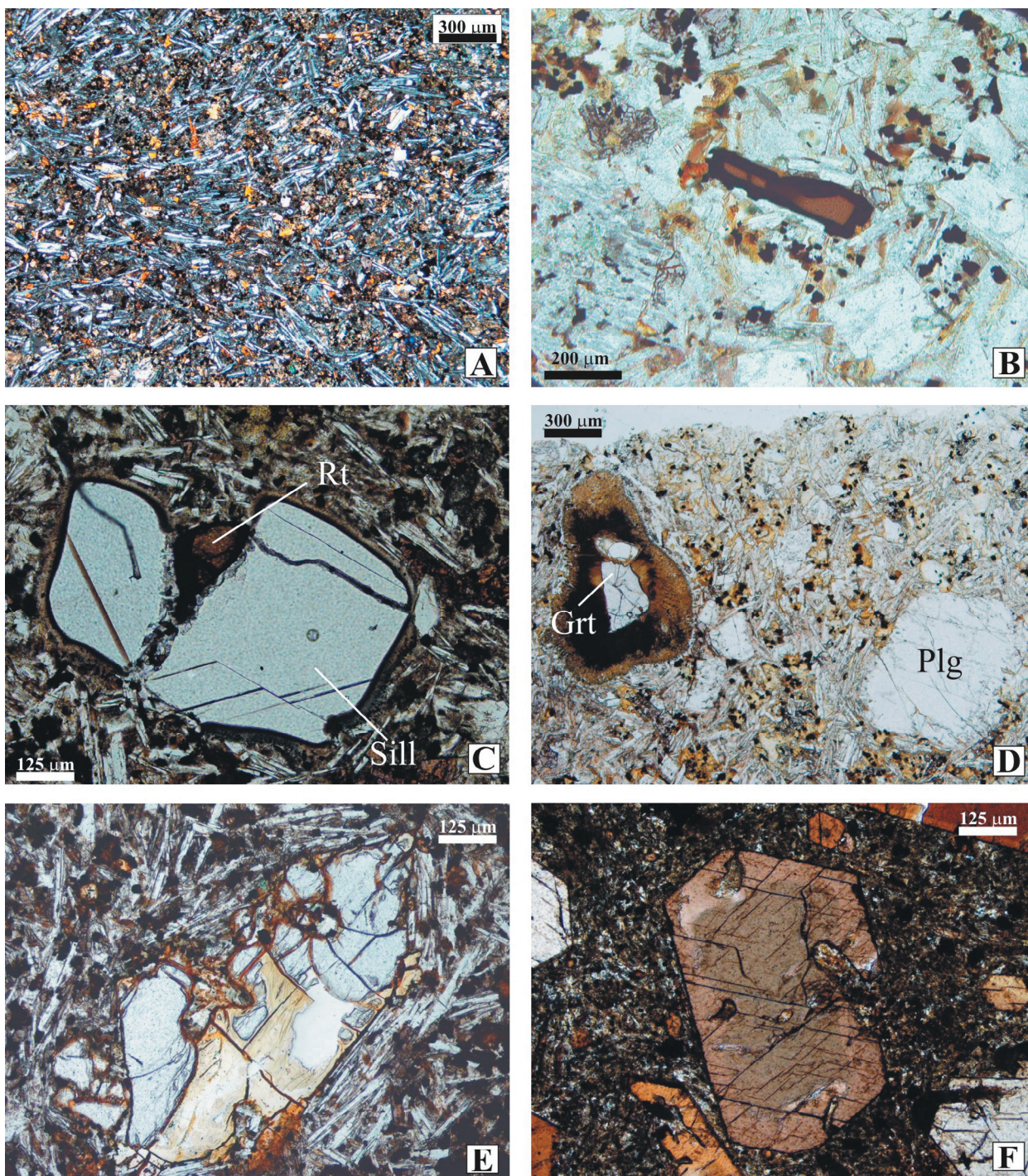


Figura II.3. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los diques de lamprófid y diabasas. Foto A (muestra 101892; nicoles cruzados): textura traquitoide en un dique de diabasa (dique de Peguerinos). Foto B (muestra 104546C): microfenocrystal de Cr-espinela (marrón) que desarrolla un borde negro de tipo ulvoespinela (dique de Peguerinos). Foto C (muestra 101892): xenocrystal de sillimanita y rutilo fragmentados de las granulitas de la corteza inferior que, como se ve en la foto, pueden estar asociados (dique de Peguerinos). Foto D (muestra 104550): xenocrystal de granate (procedente de las granulitas) y fenocrystal de plagioclase de una diabasa (dique de Peguerinos). Foto E (muestra 101892A): fenocrystal de olivino de un dique de diabasa que está alterándose a minerales secundarios del grupo de la serpentina (dique de Peguerinos). Foto F (muestra 103475): fenocrystal de anfíbol (kaersutita) de un dique de lamprófid que desarrolla un borde ligeramente zonado (dique de Tornadizos de Ávila).

fenocrystal de anfíbol o dando lugar a coronas de reacción alrededor de xenocrystal de rutilo. El apatito, como fenocrystal, es relativamente abundante en los diques de Bernuy Salinero, apareciendo ocasionalmente en los de San Bartolomé de Pinares y estando ausente en el resto. Es de pequeño tamaño (0.5-1 mm) y su hábito suele ser idiomorfo o subidiomorfo (Figura II.4C). Los sulfuros de Fe, que pueden estar presentes

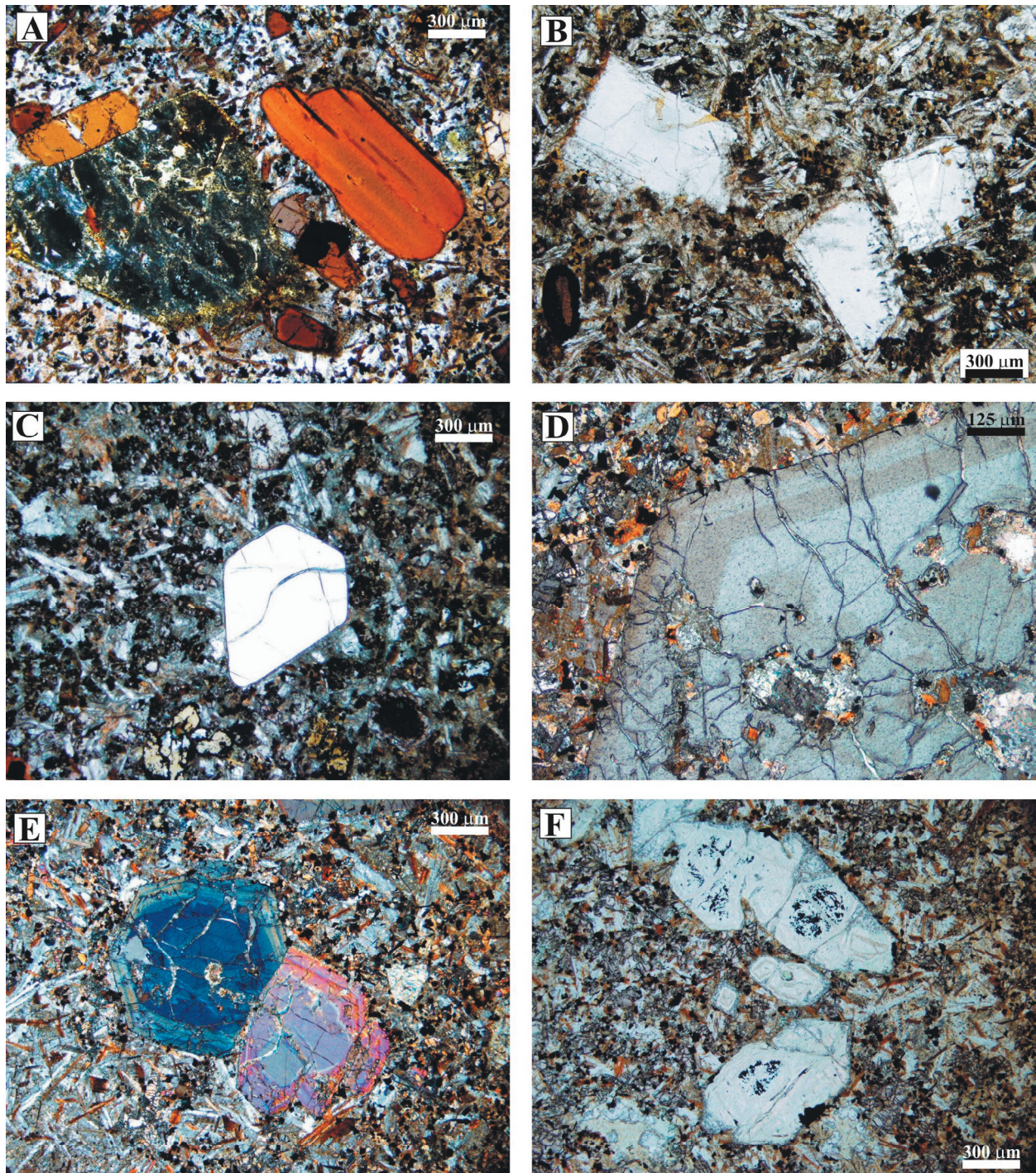


Figura II.4. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los diques de lamprófidos y diabasas. Foto A (muestra 103476): fenocristales de flogopita (derecha) y mineral pseudomorfizado (izquierda), probablemente olivino o clinopiroxeno (dique de Tornadizos de Ávila). Foto B (muestra 104553): fenocristales de plagioclasea de un dique de diabasa (dique de Peguerinos). Foto C (muestra 104387): fenocristal de apatito en un dique de diabasa (Dique de Bernuy Salinero). Foto D (muestra 103812): detalle de un fenocristal de clinopiroxeno de un lamprófido en el que se aprecia la presencia de un zonado múltiple (dique de Muñotello). Foto E (muestra 103812; nicoles cruzados): fenocristales de clinopiroxeno con zonado múltiple (dique de Muñotello). Foto F (muestra 103812): pseudomorfos de olivino de un lamprófido (dique de Muñotello).

en todos los diques, conforman pequeños glóbulos alotriomorfos que no pasan de 0.5 mm. En los diques de Peguerinos y de Bernuy Salinero están presentes, además, como inclusiones en megacristales de anfíbol o plagioclasea y en fenocristales de apatito. Finalmente, en pequeña proporción, los diques pueden tener pequeños microfenocristales de espinela cromífera de color marrón (Figura II.3B) y esfena (< 500 μm),

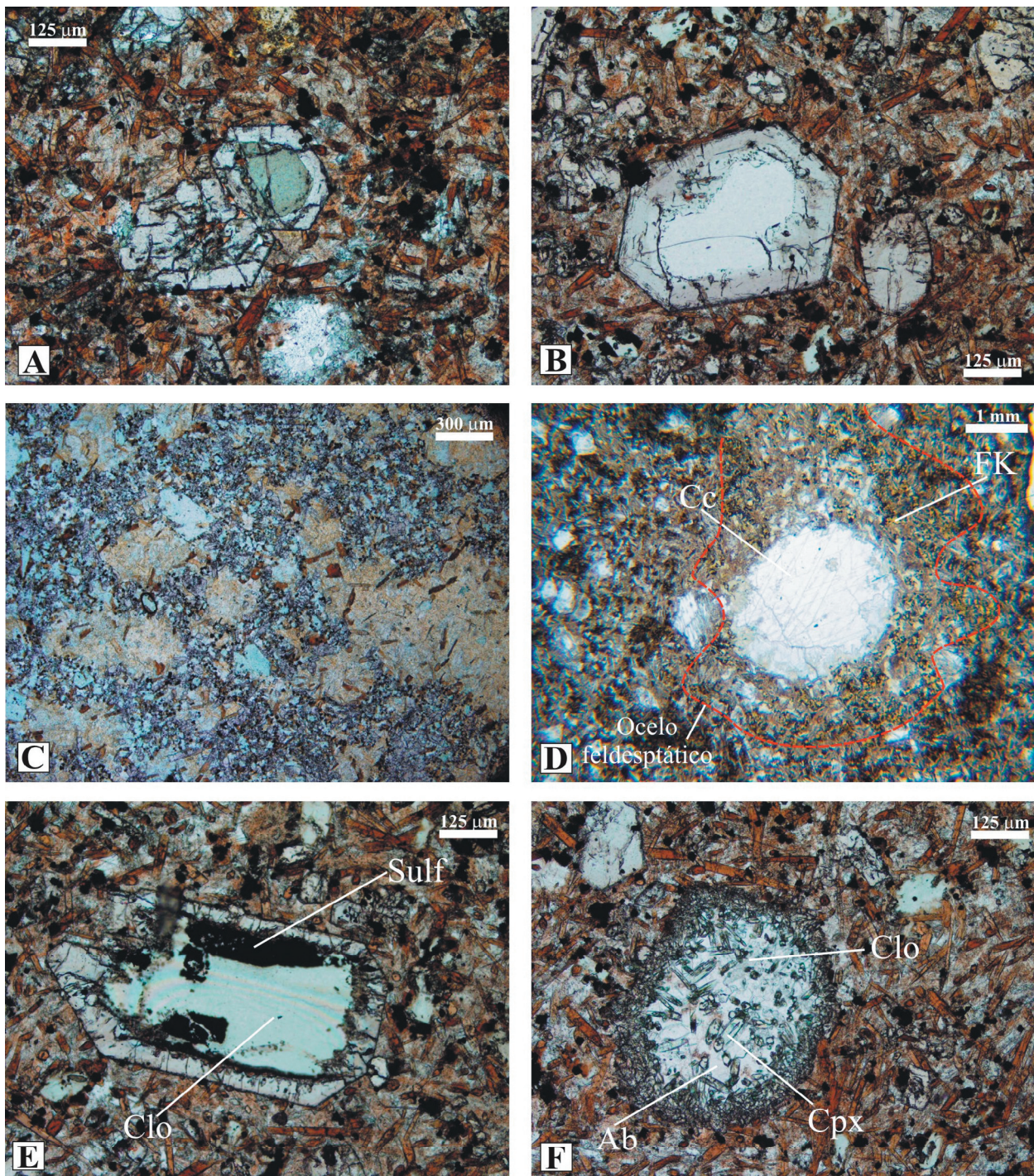


Figura II.5. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los diques de lamprófid y diabasas del SCE. Foto A y B (muestras 104537 y 103657, respectivamente): fenocristales de clinopiroxeno (de zonado inverso) con núcleo verde e incoloro, respectivamente; estos núcleos son alotriomorfos y desarrollan bordes de color púrpura similares a los clinopiroxenos con zonado normal (dique de San Bartolomé de Pinares). Foto C (muestra 76546): ocelos feldespáticos (dique de la Sierra de la Paramera). Foto D (muestra 104543B): ocelo feldespático con glóbulo de calcita, cuyo límite con la matriz es difuso (dique de Peguerinos). Foto E (muestra 103657): cristal pseudomorfizado a clorita y sulfuros de Fe y rodeado por un cristal de clinopiroxeno (dique de San Bartolomé de Pinares). Foto F (muestra 103657): vesícula de clorita con clinopiroxenos aciculares (dique de San Bartolomé de Pinares).

con hábitos entre idiomorfos y subidiomorfos y que siempre están rodeados por un borde de reacción de ilmenita o ulvoespinela que indica el estado de desequilibrio con el fundido. La esfena, a su vez, aparece ocasionalmente incluida en fenocristales de flogopita.

Mención aparte merece el dique de la Cueva del Maragato (muestra 103811) por su elevado porcentaje de fenocristales (40%). De estos, un 32% corresponden con clinopiroxenos y el restante 8% son

pseudomorfos de olivino, estando ausentes fenocristales de fases ricas en volátiles como anfíbol, flogopita o apatito, y apareciendo en un porcentaje despreciable los de ulvoespinela y las pequeñas bolsadas de sulfuros de Fe.

Aunque se describirán con mayor detalle en un capítulo aparte junto con los enclaves máficos y ultramáficos, señalaremos aquí la relativa abundancia de megacrístales con tamaños mayores de 1 cm de anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno y de xenocristales muy variados, entre los que se encuentran la espinela, cuarzo, sillimanita, granate, rutilo, etc (Figura II.3B-C).

II.1.2.3. Ocelos, glóbulos o vesículas

Los diques de lamprófidos y diabasas del SCE son ricos en estructuras ocelares o vacuolares cuya forma, composición mineralógica y textura interna muestran una gran diversidad. En adelante, dividiremos estas estructuras en tres grupos: 1) ocelos feldespáticos, 2) ocelos carbonatados y 3) vesículas con clorita-calcita.

II.1.2.3.a. Ocelos feldespáticos

Estas estructuras han sido descritas previamente por varios autores (Pascual & Bea, 1986; Villaseca & Nuez, 1986). Se trata de cuerpos con formas irregulares, normalmente alargados y semiredondeados, englobados dentro de la matriz de los diques y cuyos bordes son netos (Figura II.5C). Su tamaño va de unos pocos milímetros a más de 1.5 cm. De visu se puede apreciar que, en ocasiones, se disponen con sus ejes mayores de forma paralela, conformando una textura de flujo. Están compuestos por una matriz de pequeños minerales (tamaño máximo de 0.8-0.9 mm), formada principalmente por acículas de anfíbol y biotita y por listones de feldespato alcalino; aunque la albita puede estar presente, el feldespato potásico es mucho más abundante, confiriendo su característico color rosado a los ocelos. En el interior de algunos de estos ocelos se puede distinguir una parte diferenciada, de forma circular, constituida en su mayor parte por analcima y/o carbonato, que está delimitada en su perímetro por acículas de anfíbol dispuesto tangencialmente (Figura II.5D). La analcima suele estar parcialmente sericitizada. Estos ocelos feldespáticos carecen, en algunos casos, de los minerales máficos (anfíbol y biotita)y, ocasionalmente en algunos de los ocelos de menor tamaño, pueden también estar ausentes tanto la analcima como el carbonato.

II.1.2.3.b. Ocelos carbonatados

Son menos frecuentes que los ocelos feldespáticos, dándose fundamentalmente en los diques de diabasa. Están compuestos por agregados de cristales de carbonato (calcita) en su mayor parte y por clorita (en muy bajo porcentaje y normalmente adosada a los bordes), dando lugar a texturas en mosaico dentro de estructuras circulares con tamaños normalmente comprendidos entre 2 y 5 mm. El feldespato alcalino no aparece o es muy minoritario. Los contactos con la matriz son netos, observándose con relativa frecuencia la disposición tangencial de los minerales de la matriz alrededor del borde de los glóbulos.

II.1.2.3.c. Vesículas con clinopiroxenos aciculares

En los diques de San Bartolomé de Pinares existen unos glóbulos o vesículas de formas entre semiredondeadas e irregulares, desde circulares hasta en forma de pequeñas venas, generalmente de pequeño tamaño (300 μ m a 1 mm). Están compuestos principalmente por pequeños cristales de clinopiroxeno acicular (inferiores a 100 μ m), albita, calcita y clorita; ocasionalmente puede aparecer sulfato de Ba (baritina) (Figura II.5F). Los clinopiroxenos aciculares se sitúan en la parte más externa del glóbulo, conformando una fina franja que le separa de la matriz del dique. Los cristales de clinopiroxeno situados

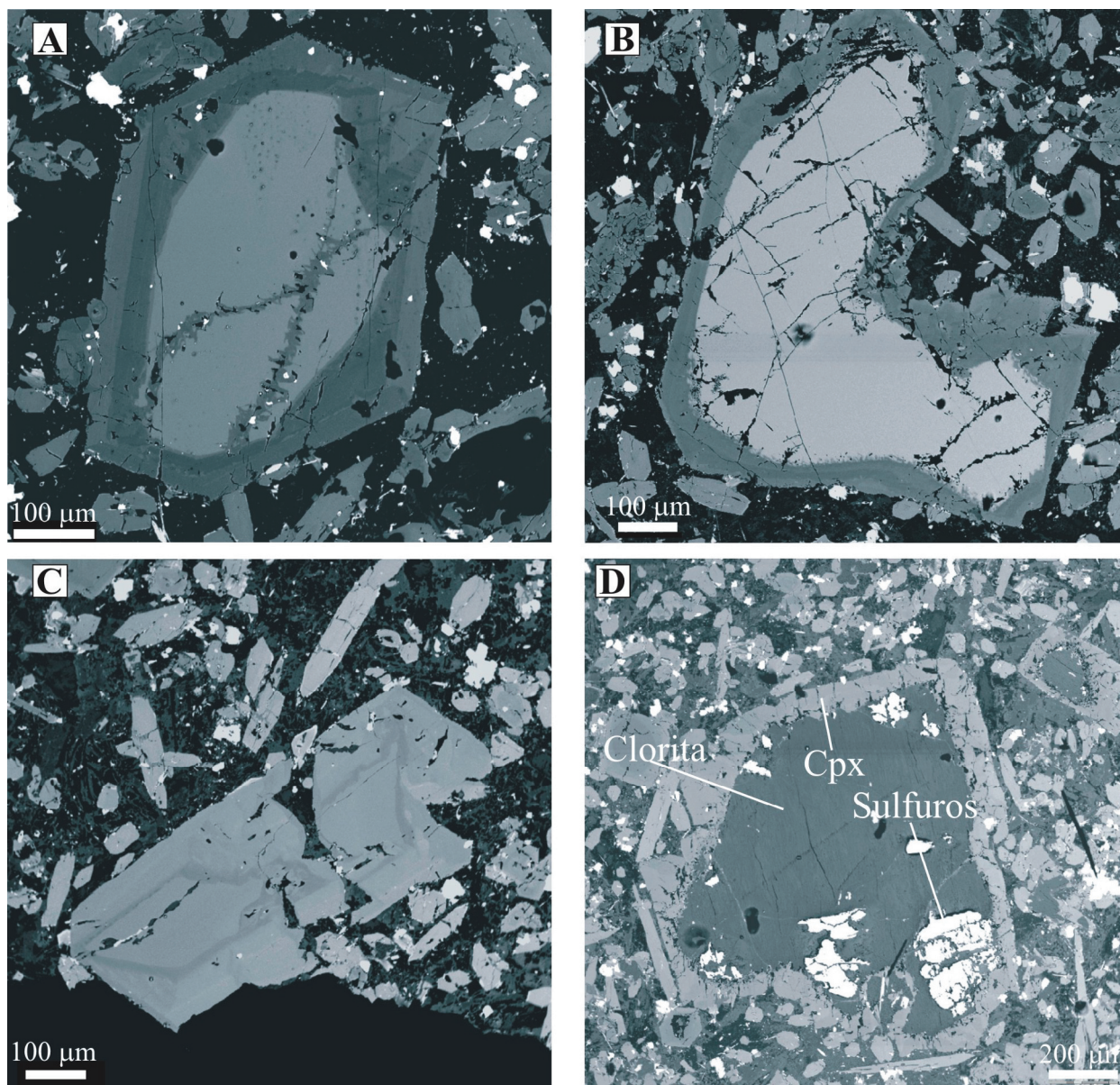


Figura II.6. A, B y C (muestra 104534A): imágenes de electrones retrodispersados de fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso obtenidas con la Microsonda Electrónica, en las que puede apreciarse la presencia de un zonado complejo que da lugar al desarrollo de, al menos, una capa intermedia por encima de los núcleos alotriomorfos (A y B: clinopiroxenos con núcleo incoloro y C clinopiroxeno con núcleo verde). D (muestra 104534A): imagen de electrones retrodispersados obtenida con la Microsonda Electrónica en la que puede verse un pseudomorfo transformado a clorita, calcita y sulfuros de Fe, rodeado por clinopiroxeno. Todas las imágenes son del dique de San Bartolomé de Pinares.

hacia el interior de este agregado se suelen disponer radialmente. Después, de manera concéntrica hacia el interior, hay una franja de albita y, finalmente, calcita y/o clorita en el centro.

Estas estructuras vesiculares u oclares de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE son muy similares en su textura y composición mineral a las que aparecen documentadas en la literatura dentro de rocas básicas de composición parecida y, más concretamente, dentro de rocas lamprofídicas (p.e. Philpotts, 1976; Augustithis, 1978; Foley, 1984; Mitchell, 1986; Rock, 1991). Aparte de su variedad composicional, cuando se interpretan como estructuras primarias de las propias rocas, han sido explicadas atendiendo fundamentalmente a dos tipos de hipótesis: las que consideran que se han generado a partir de un proceso de inmiscibilidad magmática y las que suponen que son segregados finales formados durante los últimos

estadios de la cristalización (ver discusión).

II.1.2.4. Alteraciones

Además de la presencia de pseudomorfos de olivino en otros diques, en el de San Bartolomé de Pinares existen unas estructuras de formas irregulares (Figuras II.5E y II.6D) que están compuestas, fundamentalmente, por clorita, carbonato y sulfuros de Fe (pirrotina), apareciendo en menor proporción también feldespatos sódicos (albita) y que parecen corresponder con cristales máficos alterados. Con frecuencia se encuentran aparentemente incluidas en los fenocristales de clinopiroxeno. Su tamaño suele estar comprendido entre 0.5 y 3 mm.

Las fases minerales que componen estas estructuras están presentes en la matriz de los diques, lo que hace probable la participación de un proceso de alteración a baja temperatura, cuyo origen podría deberse a la entrada de fluidos hidrotermales post-magmáticos o a un fenómeno relacionado directamente con la exolución de volátiles del propio magma lamprófidico. Tanto estas fases como otras de similares condiciones P-T (epidota, serpentina, ceolitas), son muy frecuentes en las rocas lamprófidas y han sido interpretadas mediante un fenómeno de alteración por metasomatismo debido al propio magma rico en fases volátiles (Rock, 1991; Mitchell, 1986). La presencia de pirrotina en estas estructuras indicaría que la alteración se ha producido a través de un fluido con un elevado contenido de azufre.

Pese a que no podemos descartar por completo la posibilidad de que estos pseudomorfos estén ligados a una alteración supergénica, dado que dicho fenómeno queda de manifiesto en la transformación de muchas fases fenocristalinas y de la matriz a minerales de baja temperatura, hay varios indicios de que el autometasomatismo explicaría con mayor seguridad su existencia.

El dique que muestra mayor cantidad de estos pseudomorfos con pirrotina es el de San Bartolomé de Pinares. En el mismo área geográfica hay otros diques (Bernuy Salinero, Tornadizos de Ávila) en los que no están presentes. La alteración supergénica aparece, sin embargo, en todos los enjambres de diques. Se da el caso, además, de que la abundancia de sulfuros de hierro en la matriz, muy por encima de otros opacos, se concentra en el dique de San Bartolomé de Pinares. Todo esto, junto con el hecho de que en ocasiones los sulfuros se muestren como fenocristales, hace pensar que la pirrotina, en todas sus variedades, procede del propio magma lamprófidico y que, por lo tanto, estas estructuras deben ser el resultado de la alteración de alguna fase fenocristalina previa por parte del propio dique en los últimos estadios de cristalización, cuando la presión de los volátiles (H_2O , CO_2 y S) en el magma fuese muy alta. La preservación de un borde inalterado en algunos fenocristales de clinopiroxeno podría significar que la alteración ha afectado fundamentalmente a los núcleos alotriomorfos más evolucionados (ver discusión de mezcla de magmas).

II.2. QUÍMICA MINERAL

II.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS

II.2.1.1. Clinopiroxeno

El clinopiroxeno es la fase máfica más abundante dentro de los diques de lamprófidos y diabasas. Aparece formando parte de la matriz, como fenocristal y también en algunas estructuras vesiculares. Todos ellos son piroxenos cálcicos, por lo que su clasificación se hace atendiendo al contenido de las moléculas de wollastonita (Wo), enstatita (En) y ferrosilita (Fs). En el diagrama ternario de clasificación Wo-En-Fs (Figura II.7), cuyos campos y nomenclatura están extraídos de Morimoto et al. (1988), los clinopiroxenos de los diques se proyectan mayoritariamente en el campo del diópsido y de la augita.

La descripción de la química de elementos mayores de los clinopiroxenos se ha hecho diferenciando tres grupos principales: 1) clinopiroxenos de la matriz, 2) fenocristales de clinopiroxeno y 3) clinopiroxenos de estructuras vesiculares. A su vez, los fenocristales de clinopiroxeno los hemos subdividido en tres tipos: fenocristales con zonado normal, fenocristales con zonado inverso y núcleo verde y fenocristales con zonado inverso y núcleo incoloro.

II.2.1.1.a. Clinopiroxeno de la matriz

La composición en elementos mayores de los clinopiroxenos de la matriz de los diques presenta amplios rangos de variación (Tabla II.1), solapándose con la de los fenocristales con zonado normal (Figura II.8). Este solapamiento se produce principalmente con los fenocristales con valores de Mg# medios y bajos y especialmente con el campo que ocupan los bordes de los fenocristales. Tienen valores inferiores de Mg# (entre 0.6 y 0.81), SiO₂ (mínimo de 41.6%) y Cr₂O₃ (normalmente < 0.4%). Los valores de Na₂O (0.33-1%) son similares a los del resto de piroxenos y muestran los contenidos más altos de TiO₂ (máximo de 5.7%) (Figura II.8). De una manera general se puede decir que los clinopiroxenos de la matriz representan el estadio final en la tendencia de evolución composicional marcada por los fenocristales de zonado normal.

II.2.1.1b. Fenocristales de clinopiroxeno

Fenocristales con zonado normal:

Constituyen la gran mayoría de los fenocristales de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos y diabasas. Muestran una composición heterogénea (Tabla II.1) y se caracterizan, de manera general, por su elevado contenido en TiO₂ (0.6-3.3% en los núcleos y hasta un 5.3% en los bordes), Al₂O₃ (3.4-11.4%) y CaO (20-25%) (Figura II.8). Debido al elevado contenido de TiO₂ de estos piroxenos, se clasifican frecuentemente como Ti-salitas o Ti-augitas. La variación composicional refleja una evolución en la cristalización del fundido que queda de manifiesto al proyectar los contenidos de los diferentes elementos mayores con respecto al Mg# (Figura II.8), que oscila entre 0.67 y 0.88. Esta tendencia de evolución composicional se manifiesta en una disminución del SiO₂ y el Cr₂O₃, y en un aumento del TiO₂ y el Al₂O₃, a medida que el valor del Mg# desciende. El Na₂O alcanza valores entre 0.35 y 1.1%.

La composición de los bordes de los fenocristales continúa la tendencia de variación observada en los núcleos; por esta razón el zonado de centro a borde existente en los clinopiroxenos se caracteriza por un

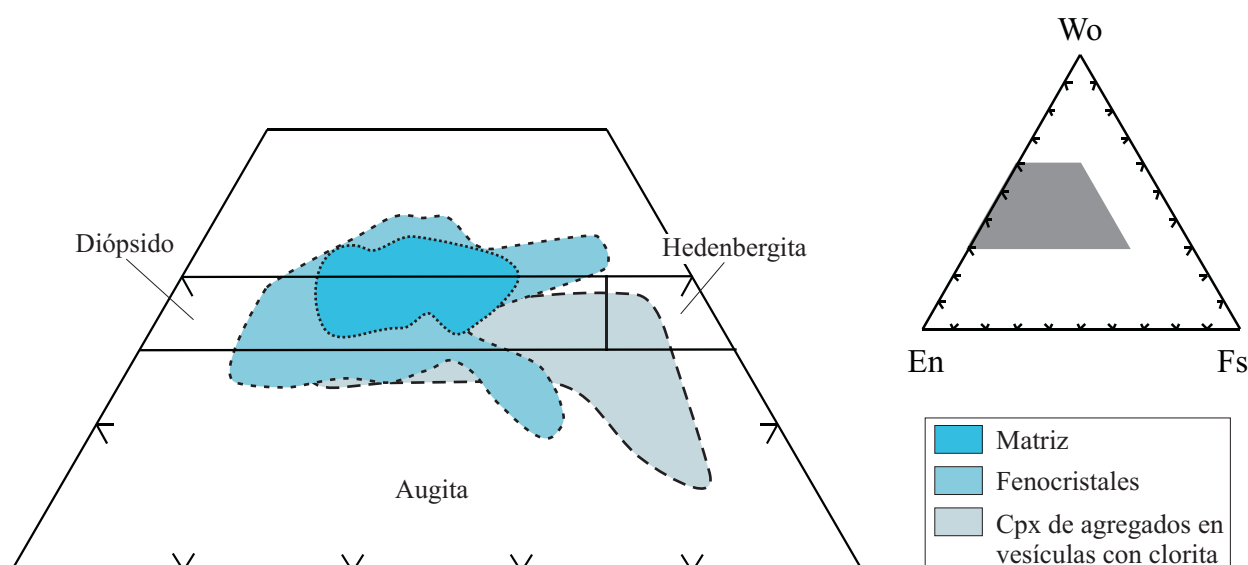


Figura II.7. Clasificación de los clinopiroxenos de los lamprófidos del SCE. Según los criterios de Morimoto et al. (1988) la mayoría de los clinopiroxenos se clasificarían como diópsidos y augitas, llegando los agregados en vesículas de clorita a composiciones más férricas y de tipo hedenbergita.

enriquecimiento en Al y Ti y por un empobrecimiento en Si y Cr (Figura II.8). El Na, por otro lado, aumenta hacia borde en la mayoría de los casos, pero en algunas ocasiones puede disminuir su contenido ligeramente. El zonado de estos clinopiroxenos es, frecuentemente, complejo, desarrollando bandas intermedias entre núcleo y borde que se caracterizan por una variación oscilatoria del Mg# (Figura II.4D-E).

Fenocristales con zonado inverso y núcleo verde:

Son poco abundantes, encontrándose únicamente en los diques de lamprófido de San Bartolomé de Pinares y Bernuy Salinero. Los núcleos poseen una composición homogénea (Tabla II.1) caracterizada por su elevado contenido en TiO_2 (1.6-2.5%), Al_2O_3 (6.7-9%), FeO_t (7.5-11.5%) y Na_2O (0.7-2.1%). Se diferencian de los fenocristales con zonado normal por tener valores de Mg# menores y mayores concentraciones de Na (Figura II.9). Los bordes de estos clinopiroxenos suelen ser complejos, estando constituidos por dos capas (Figura II.6C). La primera representa un aumento en el valor del Mg#, que pasa de 0.55-0.73 en los núcleos a 0.79-0.83; esta variación va acompañada de un incremento en el contenido de Si y Cr (el Cr_2O_3 llega a un máximo de 0.5%) y de una disminución del Al y el Na (Figura II.9). El borde más externo, con respecto al intermedio, supone un descenso en el Mg# (0.76-0.8), Si, Na y Cr, siendo en éste último más pronunciado, y un aumento de Ti y Ca. Este último reborde parece seguir la pauta composicional de la mayoría de los fenocristales con zonado normal.

Fenocristales con zonado inverso y núcleo incoloro:

Al igual que ocurría con los fenocristales de núcleo verde, no están tan ampliamente extendidos como los de zonado normal, sin embargo aparecen en más diques aparte de los mencionados de San Bartolomé de Pinares y Bernuy Salinero. Dentro de éstos son los fenocristales de clinopiroxeno más abundantes. Químicamente, los núcleos de estos fenocristales se caracterizan por una gran variación composicional (Tabla II.1), fundamentalmente en el Mg# (0.57-0.88), el Al_2O_3 (1.4-7.5%), el TiO_2 (0.1-1.5%) y el Na_2O (0.1-1.36) y por un elevado contenido en SiO_2 (48-52%). Se diferencian del resto de fenocristales de clinopiroxeno por mostrar valores más bajos de Ti y Al y mayores de Si (Figura II.9). Al proyectar la composición de elementos mayores de los núcleos respecto al valor de Mg#, se aprecia una cierta tendencia

Tabla II.1. Composición de elementos mayores de los clinopiroxenos de los lamprófid y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales de zonado normal										Fenocristales incoloros de zonado inverso			
	103817 63 núcleo	103817 66 borde	103811 60 núcleo	103811 61 borde 1	103811 62 borde 2	103811 63 borde 3	103656 17 núcleo	103656 18 borde	104403 21 núcleo	104403 23 borde	103658 63 núcleo	103658 64 borde 1	103658 65 borde 2	
Muestra														
SiO ₂	50.88	45.77	48.09	40.73	43.90	41.86	47.44	43.32	44.75	42.92	50.34	46.62	43.76	
TiO ₂	0.87	2.31	1.43	5.36	3.98	5.03	2.32	3.93	2.62	3.73	0.74	2.18	4.26	
Al ₂ O ₃	3.58	7.75	5.55	9.73	7.56	8.88	5.13	8.21	9.04	9.83	4.51	8.51	9.21	
FeO	3.86	7.40	4.76	6.90	6.29	6.69	6.06	6.52	6.87	7.05	9.13	6.78	6.74	
Cr ₂ O ₃	0.70	0.05	0.20	0.04	0.18	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.21	0.01	
MnO	0.01	0.13	0.09	0.10	0.13	0.18	0.00	0.00	0.10	0.08	0.03	0.05	0.03	
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	
MgO	16.62	13.28	15.40	11.39	12.66	11.78	14.30	12.37	12.35	11.67	13.31	12.98	11.83	
CaO	23.22	22.36	22.64	23.86	24.02	23.73	24.94	24.55	22.36	24.22	20.34	21.16	23.27	
Na ₂ O	0.54	0.63	0.61	0.47	0.38	0.40	0.52	0.57	0.91	0.60	0.64	0.91	0.63	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
Total	100.28	99.68	98.79	98.58	99.10	98.59	100.71	99.49	99.01	100.13	99.04	99.45	99.77	
Mg#	0.88	0.76	0.85	0.77	0.80	0.78	0.81	0.77	0.76	0.75	0.72	0.77	0.76	
Cationes calculados en base a 6 O														
Si	1.846	1.696	1.776	1.543	1.646	1.585	1.735	1.615	1.668	1.593	1.886	1.727	1.631	
Ti	0.024	0.064	0.040	0.153	0.112	0.143	0.064	0.110	0.073	0.104	0.021	0.061	0.119	
Al ^{IV}	0.153	0.304	0.224	0.434	0.334	0.396	0.221	0.361	0.332	0.407	0.114	0.273	0.369	
Al ^{VI}	0.000	0.034	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.064	0.022	0.085	0.098	0.036	
Al _t	0.153	0.338	0.241	0.434	0.334	0.396	0.221	0.361	0.396	0.429	0.199	0.371	0.405	
Fe	0.117	0.229	0.147	0.218	0.197	0.211	0.185	0.203	0.214	0.219	0.287	0.210	0.210	
Cr	0.020	0.001	0.006	0.001	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	
Mn	0.000	0.004	0.003	0.003	0.004	0.006	0.000	0.000	0.003	0.003	0.001	0.002	0.001	
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	
Mg	0.899	0.733	0.848	0.643	0.708	0.665	0.780	0.688	0.687	0.646	0.744	0.717	0.657	
Ca	0.903	0.888	0.896	0.969	0.965	0.963	0.978	0.981	0.893	0.963	0.817	0.840	0.929	
Na	0.038	0.045	0.044	0.035	0.028	0.029	0.037	0.041	0.066	0.043	0.047	0.065	0.046	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	
Suma Cat.	4.000	3.998	4.002	3.999	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.002	4.000	3.999	
Términos finales														
Wo	47.0	47.9	47.3	52.8	51.5	52.2	50.3	52.4	49.7	52.6	44.2	47.5	51.7	
En	46.8	39.6	44.8	35.1	37.8	36.0	40.1	36.7	38.2	35.3	40.3	40.5	36.6	
Fs	6.1	12.6	7.9	12.1	10.7	11.8	9.5	10.9	12.1	12.1	15.5	12.0	11.7	

Tabla II.1 (continuación). Composición de elementos mayores de los clinopiroxenos de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales incoloros de zonado inverso				Fenocristales verdes de zonado inverso							
	Muestra	L104534A	L104534A	L104534A	L104534A	L104534A	L104534A	104534A	104534A	104534A	104534A	L104534A
		66	67	74	75	15	16	17	41	42	79	80
		núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde 1	borde 2	núcleo	borde	núcleo	borde
SiO ₂		50.47	46.13	48.33	44.18	45.16	46.93	44.82	47.07	47.74	48.83	49.90
TiO ₂		0.63	3.16	2.66	4.07	2.48	2.64	3.75	1.72	2.40	1.62	1.84
Al ₂ O ₃		3.83	9.05	5.44	8.44	8.91	8.17	7.88	8.45	6.72	6.78	5.45
FeO		12.90	6.92	5.83	6.89	11.47	6.06	6.20	9.61	6.22	7.50	5.35
Cr ₂ O ₃		0.02	0.04	0.01	0.02	0.00	0.29	0.01	0.09	0.26	0.04	0.49
MnO		0.21	0.09	0.06	0.09	0.35	0.13	0.14	0.10	0.12	0.14	0.12
NiO		0.00	0.10	0.06	0.07	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
MgO		11.32	11.98	13.77	11.96	7.73	12.95	11.90	9.62	13.45	11.13	14.44
CaO		20.26	22.41	24.24	24.26	21.40	22.32	23.75	21.34	22.33	22.71	23.20
Na ₂ O		0.49	0.91	0.41	0.59	2.09	0.77	0.56	1.79	0.63	1.53	0.64
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		100.13	100.79	100.81	100.58	99.59	100.27	99.01	99.81	99.87	100.29	101.44
Mg#		0.61	0.76	0.81	0.76	0.55	0.79	0.77	0.64	0.79	0.73	0.83
Cationes calculados en base a 6 O												
Si		1.905	1.696	1.773	1.635	1.706	1.728	1.683	1.756	1.765	1.803	1.810
Ti		0.018	0.087	0.073	0.113	0.070	0.073	0.106	0.048	0.067	0.045	0.050
Al ^{IV}		0.095	0.304	0.227	0.365	0.294	0.272	0.317	0.244	0.235	0.197	0.190
Al ^{VI}		0.075	0.088	0.008	0.003	0.102	0.082	0.032	0.128	0.058	0.097	0.042
Al _t		0.170	0.392	0.235	0.368	0.396	0.354	0.349	0.372	0.293	0.294	0.232
Fe		0.407	0.213	0.179	0.213	0.362	0.187	0.195	0.300	0.192	0.232	0.162
Cr		0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.008	0.000	0.003	0.008	0.001	0.014
Mn		0.007	0.003	0.002	0.003	0.011	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004
Ni		0.000	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg		0.637	0.657	0.753	0.660	0.435	0.711	0.666	0.535	0.741	0.613	0.781
Ca		0.819	0.883	0.953	0.962	0.866	0.880	0.956	0.853	0.885	0.898	0.901
Na		0.036	0.065	0.029	0.042	0.153	0.055	0.041	0.130	0.045	0.110	0.045
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.		4.000	4.000	3.999	3.999	3.999	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000	3.999
Términos finales												
Wo		43.8	50.3	50.5	52.3	51.7	49.4	52.5	50.4	48.6	51.4	48.8
En		34.1	37.4	39.9	35.9	26.0	39.9	36.6	31.6	40.7	35.1	42.2
Fs		22.1	12.3	9.6	11.8	22.3	10.7	10.9	17.9	10.8	13.5	9.0

Tabla II.1(continuación). Composición de elementos mayores de los clinopiroxenos de los lamprófid y diabasas del SCE

Tipo	Matriz						Agregados en vesículas con clorita					
	101892 150	102147(A) 79	104403 32	104867 53	105796 58	105796 59	103657A 26	103657A 30	103657B 13	104534A 95	105796 114	105796 115
Muestra												
SiO ₂	44.62	50.27	44.41	42.37	45.42	48.46	50.67	51.88	53.46	52.59	51.44	51.17
TiO ₂	4.40	1.50	3.07	5.33	2.84	1.89	0.47	0.39	0.51	2.20	0.34	0.33
Al ₂ O ₃	7.19	2.45	9.67	8.01	6.89	3.78	0.12	0.10	0.21	0.11	1.48	0.60
FeO	9.10	10.32	7.10	10.21	7.39	8.55	8.72	6.57	8.73	16.58	11.47	14.14
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.17	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
MnO	0.14	0.20	0.13	0.13	0.08	0.10	0.03	0.02	0.09	0.26	0.38	1.50
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	11.10	11.68	12.45	9.74	12.37	13.45	13.33	15.66	13.75	6.84	12.51	10.30
CaO	22.20	22.09	23.16	22.06	22.99	22.58	24.70	24.16	23.02	13.31	21.22	20.89
Na ₂ O	0.58	0.55	0.75	0.66	0.54	0.46	0.61	0.48	0.63	7.03	0.26	0.32
K ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	99.35	99.09	100.91	98.53	98.85	99.30	98.65	99.26	100.43	98.94	99.11	99.25
Mg#	0.69	0.67	0.76	0.63	0.75	0.74	0.80	0.87	0.74	0.42	0.66	0.57
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.690	1.910	1.628	1.631	1.709	1.816	1.912	1.922	1.982	1.974	1.955	1.976
Ti	0.125	0.043	0.085	0.154	0.080	0.053	0.013	0.011	0.014	0.062	0.010	0.010
Al ^{IV}	0.310	0.090	0.372	0.363	0.291	0.167	0.005	0.004	0.009	0.005	0.045	0.024
Al ^{VI}	0.011	0.020	0.045	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.003
Al _i	0.321	0.110	0.417	0.363	0.305	0.167	0.005	0.004	0.009	0.005	0.066	0.027
Fe	0.288	0.328	0.218	0.329	0.232	0.268	0.276	0.205	0.270	0.520	0.365	0.456
Cr	0.000	0.001	0.005	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mn	0.004	0.006	0.004	0.004	0.003	0.003	0.001	0.001	0.003	0.008	0.012	0.049
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.627	0.662	0.680	0.559	0.694	0.751	0.750	0.865	0.760	0.383	0.709	0.593
Ca	0.901	0.899	0.910	0.910	0.927	0.907	0.999	0.959	0.914	0.535	0.864	0.864
Na	0.043	0.040	0.053	0.049	0.039	0.033	0.045	0.034	0.045	0.512	0.019	0.024
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	3.999	4.011	4.009	4.016	4.010	4.133	4.053
Términos finales												
Wo	49.5	47.5	50.2	50.5	49.9	47.0	49.3	47.3	46.9	37.0	44.3	44.0
En	34.4	34.9	37.6	31.0	37.4	38.9	37.0	42.6	39.0	26.5	36.4	30.2
Fs	16.1	17.6	12.2	18.5	12.7	14.1	13.6	10.1	14.0	36.5	19.3	25.8

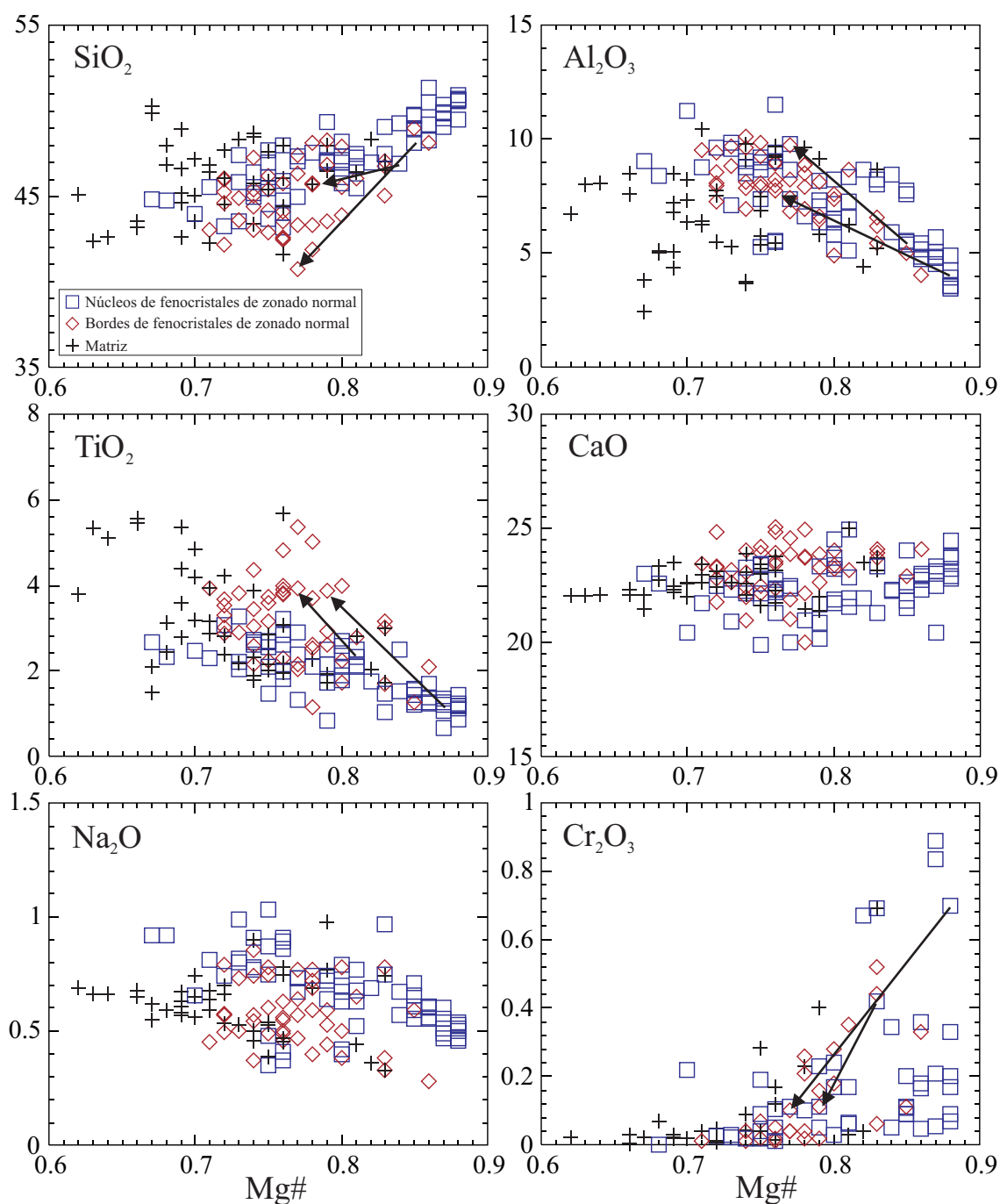


Figura II.8. Composición en elementos mayores de los clinopiroxenos de la matriz y los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Las flechas representan un ejemplo de variación composicional de núcleo a borde que muestran dos fenocristales.

a un ligero enriquecimiento en Si y un empobrecimiento en Al, Ti, Ca y Cr al disminuir el Mg# (Figura II.9). Nuevamente, podemos dividir los bordes en dos capas, una intermedia y otra exterior (Figura II.6A). Del núcleo a la zona intermedia aumentan el valor de Mg# y los contenidos de Ti, Al, Ca y Na, y se produce un empobrecimiento en Si. Del borde intermedio al exterior, el Mg# prácticamente no varía, pero disminuye el contenido en Si y Na, y aumenta el Ti y Ca (Figura II.9).

II.2.1.1.c. Agregados de clinopiroxenos de estructuras vesiculares

Estas vesículas aparecen únicamente en el dique de San Bartolomé de Pinares. En su conjunto, estos piroxenos constituyen un grupo con una composición en elementos mayores (Tabla I.1) muy diferenciada con respecto al resto, salvo con los fenocristales con zonado inverso y núcleo incoloro, con los que

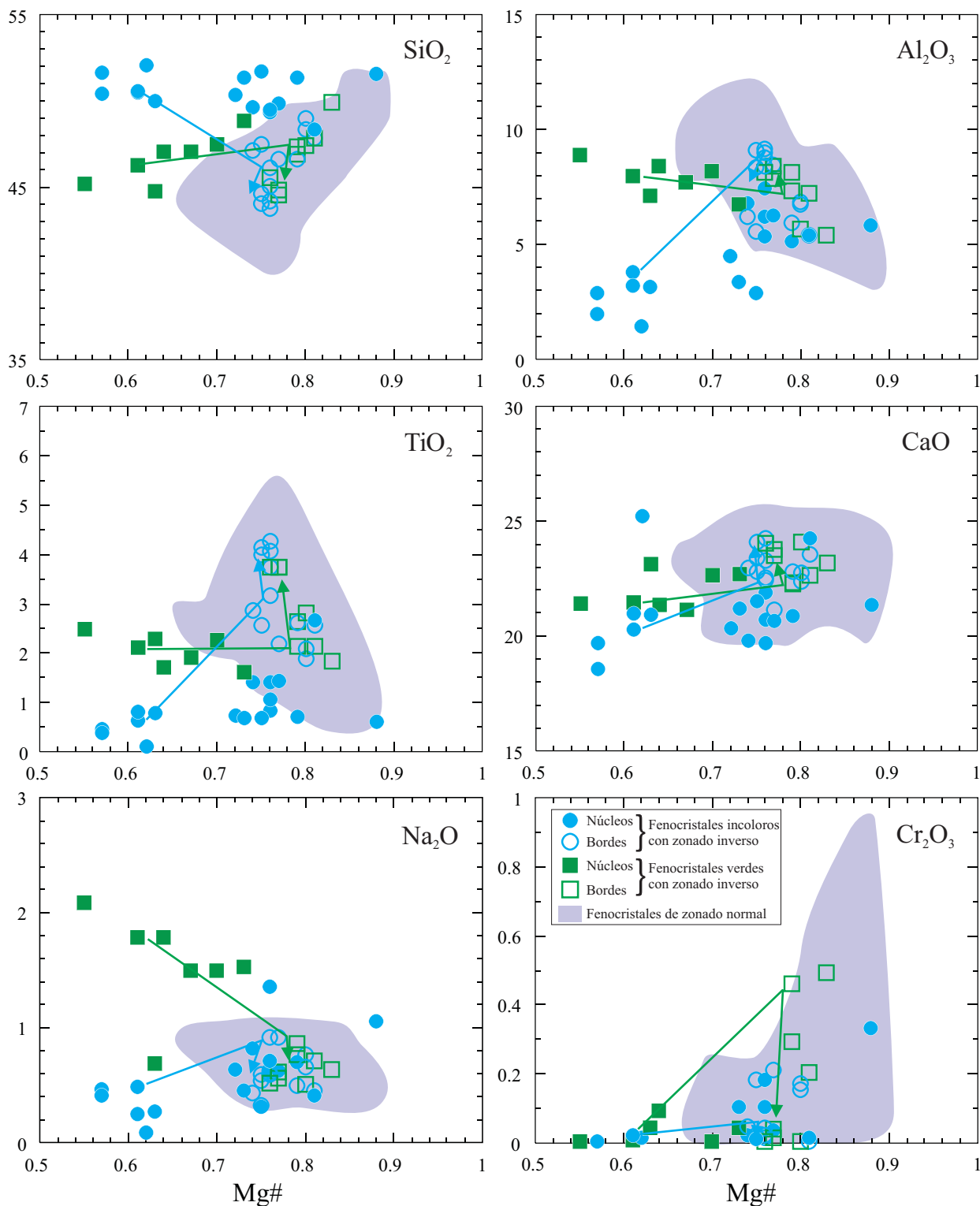


Figura II.9. Composición en elementos mayores de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso y núcleos incoloros y verdes. Las flechas son ejemplos de la tendencia de variación composicional que muestran algunos de estos cristales. Destaca el cambio de tendencia que representan las zonas intermedias de estos minerales.

muestran ciertas similitudes (Figura II.10). Poseen un amplio rango de valores de Mg# (0.42-0.87), pero su composición varía menos en cuanto al resto de elementos. Se caracterizan por ser los más ricos en SiO₂ (50-53.7%) y los más pobres en TiO₂ (salvo raras excepciones no sobrepasan el 1%) y Al₂O₃ (siempre por debajo de 2.9%) del conjunto de piroxenos de los diques de lamprófidos y diabasas. Son precisamente los contenidos en Si, Ti y Al, los que se aproximan a los valores de los fenocristales con núcleo incoloro

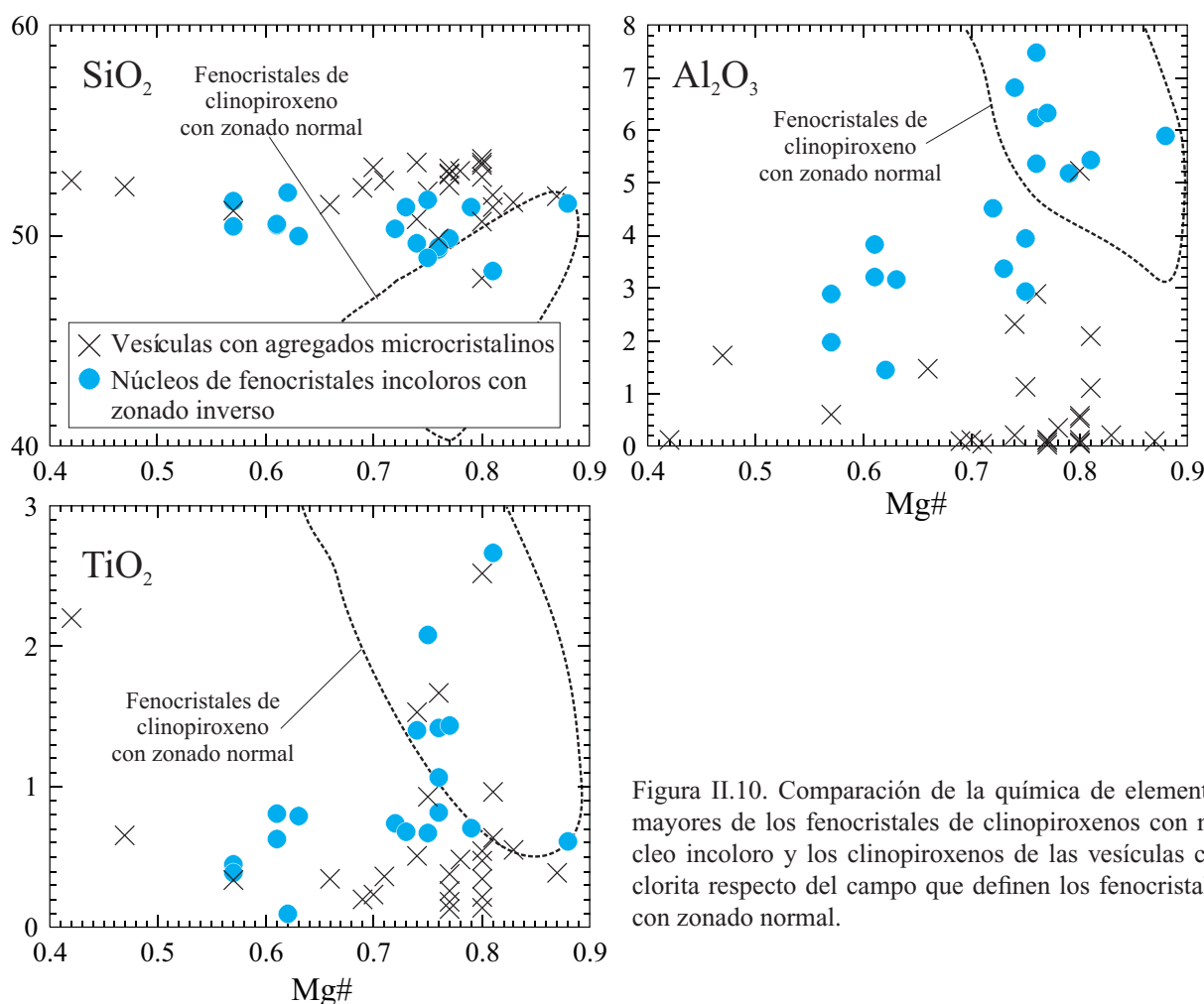


Figura II.10. Comparación de la química de elementos mayores de los fenocristales de clinopiroxenos con núcleo incoloro y los clinopiroxenos de las vesículas con clorita respecto del campo que definen los fenocristales con zonado normal.

(Figura II.10). Pese a presentar una gran variación en la relación Mg/Fe, no muestran tendencias claras de enriquecimiento o empobrecimiento en su composición al variar el valor del Mg#.

La composición en elementos mayores de los clinopiroxenos de los lamprófidos y diabasas del SCE se caracteriza, de forma general, por sus elevados contenidos en Al y Ti (Figuras II.8 y II.9). Esto es típico de rocas lamprofidicas alcalinas, pudiendo alcanzar los contenidos más altos en clinopiroxenos de rocas ígneas (Rock, 1991). No obstante, la heterogeneidad composicional de los núcleos de los fenocristales, que se acaba de describir, no es infrecuente en las rocas alcalinas, ni en los lamprófidos. La presencia de clinopiroxenos con zonado inverso es relativamente frecuente dentro de las rocas lamprofidicas, predominando, por ejemplo, los clinopiroxenos con núcleos verdes ricos en Na en el grupo de lamprófidos alcalinos (Rock, 1991). Este tipo de zonado, junto con similares variaciones de núcleo a borde en los contenidos de los elementos mayores, se encuentra ampliamente descrito en distintos tipos de rocas alcalinas (p.e. Wass, 1979; Bédard et al., 1988; Neumann et al., 1999).

II.2.1.2. Anfíbol

Puede encontrarse en forma de fenocristales, como un constituyente más de la matriz de los diques y en el interior de los ocelos de tipo feldespático. Son anfíboles cálcicos que, en su mayoría, se pueden clasificar, siguiendo los criterios de Leake et al. (1997), como kaersutitas, al tener $Ti \geq 0.5$ a.p.f.u., Si entre

5 y 7 a.p.f.u. y Mg# por encima de 0.5 (Figura II.11). Las únicas excepciones son unos pocos anfíboles de la matriz y de ocelos feldespáticos, que se proyectan en los campos de la ferrokaersutita y la ferropargasita, con un valor de Mg# inferior a 0.5.

II.2.1.2.a. Anfíbol de la matriz

La composición de los anfíboles de la matriz muestra un amplio rango de variación, con valores de Mg# que oscilan entre 0.38 y 0.73 (Tabla II.2). Entre ellos se puede diferenciar un conjunto de anfíboles que conforma un grupo aparte cuya composición es similar a la de los fenocristales (Figura II.12). El resto de anfíboles de la matriz poseen una composición que se aleja de este grupo, proyectándose hacia un campo con mayores contenidos en FeO (15.7-20.2%) y Na₂O (2.4-2.9%), y menores de TiO₂ (3.5-6.7%), CaO (10.9-11.3%) y K₂O (0.85-1.7%) (Figura II.12).

II.2.1.2.b. Fenocristales de anfíbol

Los fenocristales de anfíbol poseen una composición de elementos mayores relativamente homogénea (Tabla II.2), con valores de Mg# entre 0.6 y 0.72. Se caracterizan por su elevado contenido en TiO₂ (de 5.1 a 7.7%) y Al₂O₃ (de 13 a 14.8%). El contenido de Na₂O oscila entre 1.7 y 2.6% mientras que el de K₂O lo hace entre 1.1 y 2.4% (Figura II.12). Puede apreciarse en ellos una ligera tendencia de variación composicional (en los núcleos de los fenocristales) a medida que disminuye el Mg#, consistente en un aumento de Si y Al y una disminución de Ti, Cr, Ca y K (Figura II.12). Por otra parte, los fenocristales de anfíbol aparecen

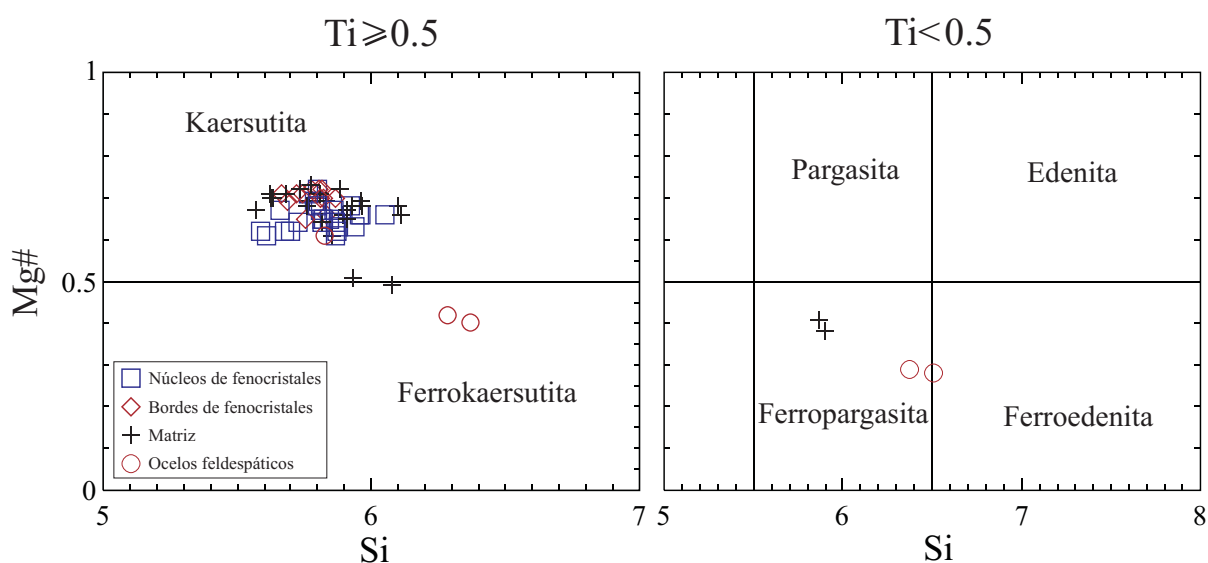


Figura II.11. Clasificación de los anfíboles de los diques de lamprófidos del SCE en base a los criterios de Leake et al. (1997).

con frecuencia zonados. Este zonado es de tipo inverso, presentando en la mayoría de los casos, un borde pequeño en el que el incremento en el valor del Mg# se manifiesta, principalmente, en un ligero aumento del Ti y el Ca (Figura II.12), mientras que el resto de elementos no muestra una variación uniforme en todos los fenocristales.

II.2.1.2.c. Anfíbol de ocelos feldespáticos

Presentan un Mg# muy variable (0.28-0.61), siendo los anfíboles en los que este parámetro es menor. No obstante, hay que destacar la existencia de un salto composicional considerable entre el anfíbol con valor de Mg# = 0.61, que pertenece al dique de San Bartolomé de Pinares y el resto (Mg# = 0.28-0.42), que

Tabla II.2. Composición de elementos mayores de los anfíboles de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales de anfíbol										Anfíboles de la matriz						Anfíboles en ocelos			
	80318	103333B	103473	103473	103473	103473	103473	103473	103473	103473	101892	103473	104374	104403	U-37	104534A	104551	104551		
Muestra	9	21	núcleo	núcleo	borde 1	borde 2	núcleo	borde	núcleo	núcleo	145	matriz	matriz	matriz	matriz	21	13	16		
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	ocelo	ocelo	ocelo		
SiO ₂	38.38	39.27	38.80	39.05	38.29	38.63	39.01	38.27	37.57	39.38	38.50	38.44	37.12	38.24	38.32	40.60	40.88			
TiO ₂	6.50	5.29	6.14	6.04	6.86	6.09	6.32	6.47	7.74	5.35	6.74	5.81	7.89	3.56	6.03	6.51	3.33			
Al ₂ O ₃	14.19	13.22	13.87	13.41	13.14	13.78	13.87	13.98	13.81	11.33	12.87	12.69	13.77	14.06	13.06	9.48	9.20			
FeO	11.18	11.03	10.76	9.25	9.43	11.62	9.11	9.91	9.06	16.56	9.48	11.10	9.33	18.97	12.68	18.50	23.37			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00			
MnO	0.26	0.08	0.02	0.00	0.01	0.05	0.01	0.06	0.12	0.21	0.11	0.07	0.16	0.35	0.28	0.35	0.42			
MgO	12.50	11.79	12.10	13.51	12.52	11.53	13.16	12.00	12.65	9.04	12.99	11.71	12.43	7.46	11.04	6.99	5.06			
CaO	11.61	11.74	11.96	12.33	12.36	11.83	12.25	12.85	13.82	11.37	12.11	12.68	13.45	11.26	11.93	11.85	11.13			
Na ₂ O	2.07	2.06	1.80	1.89	2.00	1.82	1.83	1.72	1.97	2.85	2.09	2.07	1.95	2.43	2.49	2.65	2.71			
K ₂ O	2.07	1.93	1.80	2.34	1.80	2.26	2.24	1.90	1.39	0.87	1.66	1.22	1.52	1.68	1.65	1.47	1.65			
Total	98.76	96.41	97.25	97.86	96.42	97.61	97.81	97.18	98.13	96.96	96.55	95.79	97.62	98.01	97.48	98.41	97.75			
Mg#	0.67	0.66	0.67	0.72	0.70	0.64	0.72	0.68	0.71	0.49	0.71	0.65	0.70	0.41	0.61	0.40	0.28			
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)																				
Si	5.658	5.958	5.811	5.815	5.822	5.813	5.806	5.796	5.667	6.077	5.812	5.910	5.628	5.865	5.824	6.370	6.508			
Ti	0.721	0.604	0.692	0.677	0.785	0.689	0.707	0.737	0.878	0.621	0.765	0.672	0.900	0.411	0.689	0.768	0.399			
Al ^{IV}	2.342	2.042	2.189	2.185	2.178	2.187	2.194	2.204	2.333	1.923	2.188	2.090	2.372	2.135	2.176	1.630	1.492			
Al ^{VI}	0.121	0.320	0.257	0.167	0.176	0.255	0.237	0.289	0.119	0.135	0.100	0.208	0.087	0.405	0.162	0.122	0.232			
Al ^I	2.463	2.362	2.446	2.352	2.354	2.442	2.431	2.493	2.452	2.058	2.288	2.298	2.459	2.540	2.338	1.752	1.724			
Fe	1.379	1.400	1.348	1.152	1.199	1.462	1.134	1.255	1.143	2.137	1.197	1.427	1.183	2.433	1.612	2.427	3.111			
Cr	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000			
Mn	0.032	0.010	0.003	0.000	0.001	0.006	0.001	0.008	0.015	0.027	0.014	0.009	0.021	0.045	0.036	0.047	0.057			
Mg	2.747	2.667	2.701	2.999	2.838	2.587	2.920	2.709	2.844	2.080	2.923	2.684	2.810	1.706	2.501	1.635	1.201			
Ca	1.834	1.908	1.919	1.967	2.014	1.907	1.953	2.085	2.233	1.880	1.959	2.089	2.185	1.850	1.943	1.992	1.898			
Na	0.591	0.606	0.523	0.546	0.590	0.531	0.528	0.505	0.576	0.852	0.612	0.617	0.573	0.723	0.733	0.806	0.837			
K	0.389	0.374	0.344	0.445	0.349	0.434	0.425	0.367	0.267	0.171	0.320	0.239	0.294	0.329	0.320	0.294	0.335			
Suma Cat.	15.814	15.889	15.787	15.958	15.953	15.871	15.906	15.957	16.075	15.903	15.890	15.945	16.053	15.902	15.996	16.092	16.070			

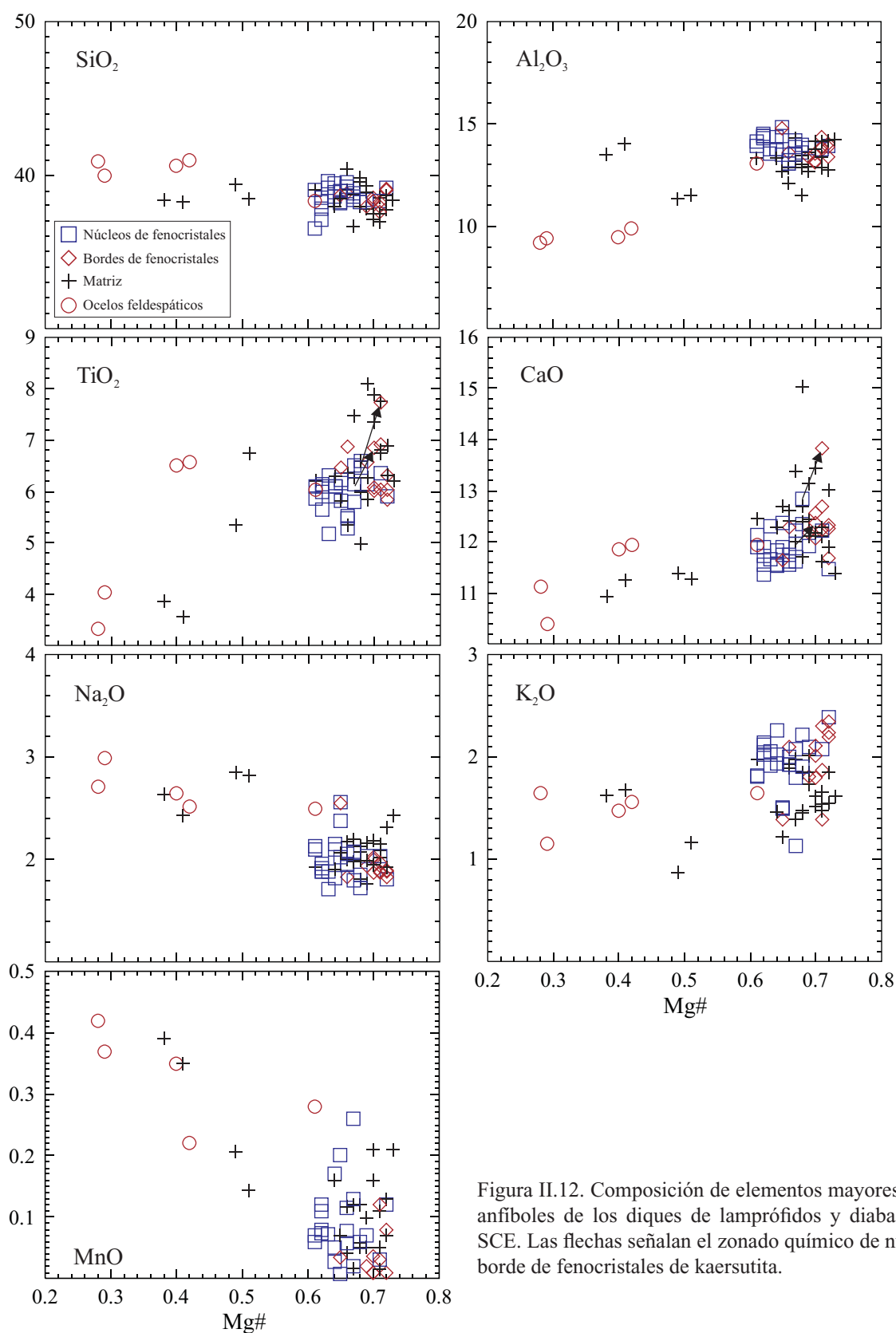


Figura II.12. Composición de elementos mayores de los anfíboles de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Las flechas señalan el zonado químico de núcleo a borde de fenocristales de kaersutita.

pertenecen al dique de Peguerinos (Figura II.12). Mientras que la composición del anfíbol de los ocelos de San Bartolomé de Pinares es muy similar a la de los fenocristales de anfíbol y al grupo de anfíboles de la matriz de elevado Mg#, el resto continúa la tendencia marcada por los anfíboles de la matriz con valores bajos de Mg#, mostrando contenidos crecientes de Na₂O (2.5-3%), FeO (18.5-23.4%) y MnO (0.22-0.42%), y decrecientes de TiO₂ (3.3-6.5%), Al₂O₃ (9.4%), CaO (10-12%) y K₂O (1.1-1.7%), aunque se

diferencian ligeramente de los anfíboles de la matriz por presentar contenidos inferiores de Al y superiores de Si (Figura II.12).

Los anfíboles de los lamprófidos del SCE son, fundamentalmente, kaersutitas ricas en Ti (Tabla II.2), como lo son la mayoría de los anfíboles presentes en lamprófidos alcalinos, siendo un mineral diagnóstico de este grupo de rocas y de los lamprófidos ultramáficos (Rock, 1991). Su composición en elementos mayores es similar a la de anfíboles presentes en otras camptonitas (Scott & Middleton, 1983) y en otros tipos de lamprófidos alcalinos (Bouabdli et al., 1988; Dostal & Owen, 1998), aunque el contenido en MgO de los núcleos de los cristales suele ser algo inferior al de las kaersutitas de los trabajos citados. La presencia de zonado inverso en anfíboles ha sido interpretado, en algunos casos, como debido a un proceso de mezcla de magmas (Haase et al., 1996).

II.2.1.3. Olivino

Los diques de lamprófidos y diabasas apenas contienen olivino fresco, únicamente se ha podido analizar en los de diques de diabasa. No obstante, la presencia de numerosos pseudomorfos de este mineral en gran número de diques, implica que debió de ser un constituyente fundamental antes de alterarse a minerales del grupo del talco o la serpentina. El olivino fresco analizado se ha encontrado en forma de fenocristales y como minerales de la matriz.

Los fenocristales varían entre Fo₇₇ y Fo₉₀, incluyendo los valores de los bordes (siempre algo enriquecidos en Fe con respecto a los núcleos) (Tabla II.3). A medida que descende el valor de Mg#, ocurre lo mismo con el contenido en NiO (0.05-0.28%) (Figura II.13). Por otro lado, el olivino de la matriz

Tabla II.3. Composición de elementos mayores del olivino de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo Muestra	Fenocristales						Matriz		
	101892A	101892A	101892A	104867	104867	104867	101892	101892	101892
	60 núcleo	62 borde	68 núcleo	57 núcleo	59 borde	60 núcleo	119	127	129
SiO ₂	40.34	40.31	38.80	38.78	38.57	40.96	37.62	38.48	38.47
TiO ₂	0.00	0.03	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	0.08	0.15	0.05	0.07	0.03	0.06	0.01	0.03	0.04
FeO	9.99	18.12	20.05	12.96	16.80	12.73	25.36	21.75	17.94
NiO	0.28	0.09	0.06	0.28	0.16	0.20	0.00	0.08	0.11
MnO	0.28	0.39	0.42	0.20	0.19	0.14	0.26	0.21	0.22
MgO	49.20	39.99	41.25	46.54	43.44	45.90	36.44	38.94	41.61
CaO	0.30	0.24	0.25	0.28	0.24	0.24	0.16	0.16	0.14
Na ₂ O	0.00	0.04	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.49	99.36	100.96	99.13	99.48	100.24	99.91	99.74	98.56
Mg#	0.90	0.80	0.79	0.87	0.82	0.87	0.72	0.76	0.81
Cationes calculados en base a 4 O									
Si	0.988	1.031	0.990	0.978	0.985	1.014	0.995	1.001	0.996
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Al	0.002	0.005	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001
Fe	0.205	0.388	0.428	0.273	0.359	0.263	0.561	0.473	0.388
Ni	0.006	0.002	0.001	0.006	0.003	0.004	0.000	0.002	0.002
Mn	0.006	0.008	0.009	0.004	0.004	0.003	0.006	0.005	0.005
Mg	1.796	1.525	1.569	1.750	1.654	1.693	1.437	1.510	1.606
Ca	0.008	0.007	0.007	0.008	0.007	0.006	0.005	0.005	0.004
Na	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.001
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	3.012	2.969	3.008	3.021	3.015	2.985	3.007	3.000	3.003

presenta una menor variación en su composición, con contenidos menores en Mg ($\text{Fo}_{75}\text{-Fo}_{83}$) y NiO (0.05-0.13%) que se solapan en parte con el campo de los fenocristales.

El olivino es un mineral que suele aparecer transformado a fases secundarias dentro de las rocas lamprofídicas. No obstante, los contenidos en la molécula de Fo y en NiO de los olivinos frescos presentes en la diabasa de Peguerinos es similar al rango principal de los olivinos típicos de lamprófidos alcalinos (Rock, 1991) y a la composición de olivinos presentes en rocas de tipo basanita o basalto alcalino (Damasceno et al., 2002; Tappe, 2004).

II.2.1.4. Feldespatos

Se pueden distinguir hasta cuatro tipos diferentes de feldespatos: feldespatos de la matriz, fenocristales en diques de diabasa, feldespatos en ocelos y feldespatos en estructuras vesiculares.

II.2.1.4.a. Feldespatos de la matriz

En la matriz de los diques de lamprófidos y diabasas predominan los feldespatos de tipo plagioclasa, aunque en los diques de Villatoro, Puerto del Pico-Muñotello, Tornadizos de Ávila y San Bartolomé de Pinares, también es frecuente la presencia de feldespato alcalino. Tomando como referencia el diagrama de clasificación de feldespatos Or-Ab-An, las plagioclasas ocupan un rango composicional muy similar al del

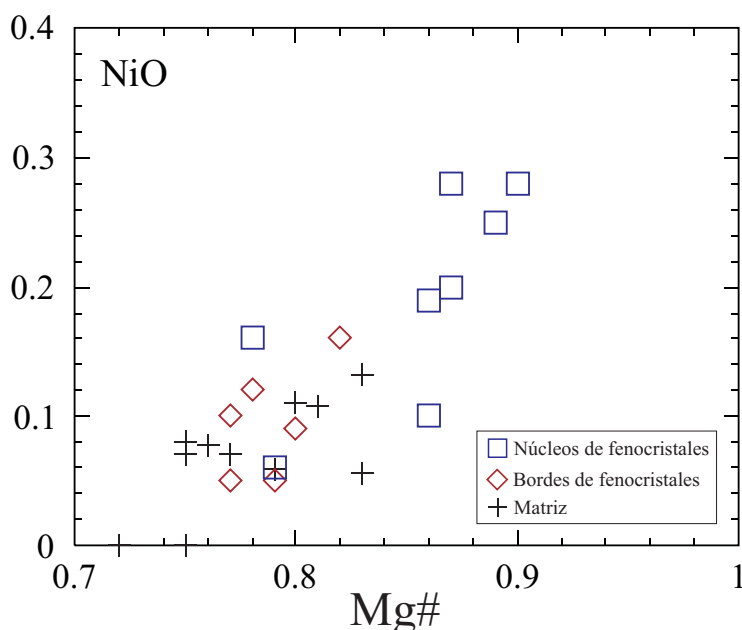


Figura II.13. Composición de los olivinos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a su contenido en NiO y los valores del número de Mg.

conjunto de los fenocristales; van de An_{39} a An_{67} (andesina-labradorita) (Figura II.14). Unos pocos análisis transitan hacia campos más ricos en Ab y Or, pero son muy poco frecuentes, llegando a valores extremos de Ab_{70} y Or_{20} (Tabla II.4). Aparte de la serie de la plagioclasa, la matriz tiene feldespatos alcalinos cuya composición suele ocupar los términos extremos: Ab_{90} a Ab_{100} u Or_{90} a Or_{100} , o también pueden caer en el campo intermedio de la sanidina (de Ab_{24} a Ab_{46}) (Figura II.14).

El rango composicional que pueden mostrar las plagioclasas de la matriz de las rocas lamprofídicas es muy extenso: $\text{An}_{0.5}\text{-An}_{100}$ (Rock, 1991) y, por lo tanto, poco indicativo a la hora de establecer diferencias entre los distintos grupos de lamprófidos.

Tabla II.4. Composición de elementos mayores de los feldspatos de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales de plagioclasa										Matriz							
											Plagioclasa				Feldespato alcalino			
	Muestra	102147(A)	104543B	104543B	104543B	104543B	104543B	104551	76543	101892	102129	102131	103474	80318	101892			
	núcleo	núcleo	borde	borde	núcleo	borde	núcleo	56	borde	núcleo	62	140	7	80	75	58	139	
SiO ₂	50.52	56.23	54.59	49.97	53.33	59.67	51.40	62.40	55.21	53.25	63.81	63.82	64.20					
TiO ₂	0.07	0.00	0.13	0.00	0.06	0.05	0.14	0.08	0.16	0.10	0.20	0.28	0.06					
Al ₂ O ₃	30.43	26.64	28.18	31.76	28.98	25.00	29.77	22.45	27.10	28.47	19.27	19.57	18.90					
FeO	0.17	0.12	0.40	0.08	0.28	0.06	0.15	0.35	0.50	0.36	0.39	0.29	0.35					
MnO	0.01	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00					
MgO	0.04	0.04	0.06	0.03	0.07	0.00	0.13	0.01	0.05	0.08	0.12	0.00	0.10					
CaO	13.76	9.19	10.72	14.49	11.67	8.00	13.90	3.89	10.13	11.66	1.12	0.55	0.34					
Na ₂ O	3.54	5.99	5.22	3.37	4.96	6.84	3.38	8.08	5.56	4.69	3.89	2.72	5.24					
K ₂ O	0.29	0.76	0.36	0.19	0.34	0.87	0.69	1.98	0.34	0.25	10.04	12.47	9.21					
P ₂ O ₅	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00					
BaO	0.00	0.19	0.06	0.06	0.11	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
SrO	0.00	0.38	0.43	0.35	0.41	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00					
Total	98.82	99.57	100.19	100.31	100.28	100.77	99.55	99.23	99.06	98.86	99.28	99.70	98.40					
Cationes calculados en base a 32 O																		
Si	9.317	10.211	9.885	9.118	9.682	10.630	9.422	11.207	10.064	9.759	11.701	11.731	11.829					
Ti	0.010	0.000	0.018	0.000	0.008	0.007	0.019	0.010	0.022	0.013	0.027	0.039	0.008					
Al	6.609	5.697	6.010	6.825	6.196	5.245	6.426	4.748	5.818	6.145	4.161	4.236	4.101					
Fe	0.026	0.018	0.061	0.012	0.043	0.009	0.022	0.052	0.077	0.054	0.059	0.045	0.054					
Mn	0.001	0.000	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000					
Mg	0.011	0.011	0.016	0.008	0.019	0.000	0.036	0.002	0.013	0.022	0.032	0.000	0.027					
Ca	2.719	1.788	2.080	2.833	2.270	1.527	2.730	0.749	1.979	2.290	0.220	0.108	0.068					
Na	1.266	2.109	1.833	1.192	1.746	2.363	1.201	2.814	1.965	1.667	1.383	0.969	1.872					
K	0.067	0.176	0.083	0.044	0.079	0.198	0.161	0.454	0.078	0.058	2.349	2.924	2.165					
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.040	0.000	0.000					
Ba	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000					
Sr	0.000	0.040	0.050	0.040	0.040	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000					
Suma Cat.	20.026	20.010	19.992	20.032	20.056	19.989	20.017	20.036	20.019	20.008	19.972	20.052	20.124					
Términos finales																		
Ab	31.2	51.8	45.9	29.3	42.6	57.8	29.3	70.1	48.9	41.5	35	24.2	45.6					
An	67.1	43.9	52.1	69.6	55.4	37.4	66.7	18.6	49.2	57	5.6	2.7	1.7					
Or	1.7	4.3	2.1	1.1	1.9	4.8	3.9	11.3	1.9	1.4	59.4	73.1	52.7					

II.2.1.4.b. Fenocristales de plagioclasa

Están únicamente presentes en unos pocos diques (diabasas). En el diagrama Or-Ab-An se proyectan en los campos de la labradorita y la andesina (Figura II.14). Estos fenocristales están zonados en muchas ocasiones, pudiéndose distinguir, por su composición en elementos mayores, dos tipos de núcleos. El primer grupo estaría comprendido por centros con una composición entre An_{61} y An_{70} (labradorita), mientras que el segundo está entre An_{32} y An_{52} (de andesina a labradorita) (Figura II.14). A su vez, los bordes de los fenocristales se proyectan entre medias de ambos grupos, comprendiendo el espacio entre An_{48} y An_{61} (labradorita). El zonado de los fenocristales de tipo andesina sigue una tendencia de centro a borde a enriquecerse en el término cálcico (An), mientras que los fenocristales de tipo labradorita poseen un borde más rico en el componente albítico (Ab).

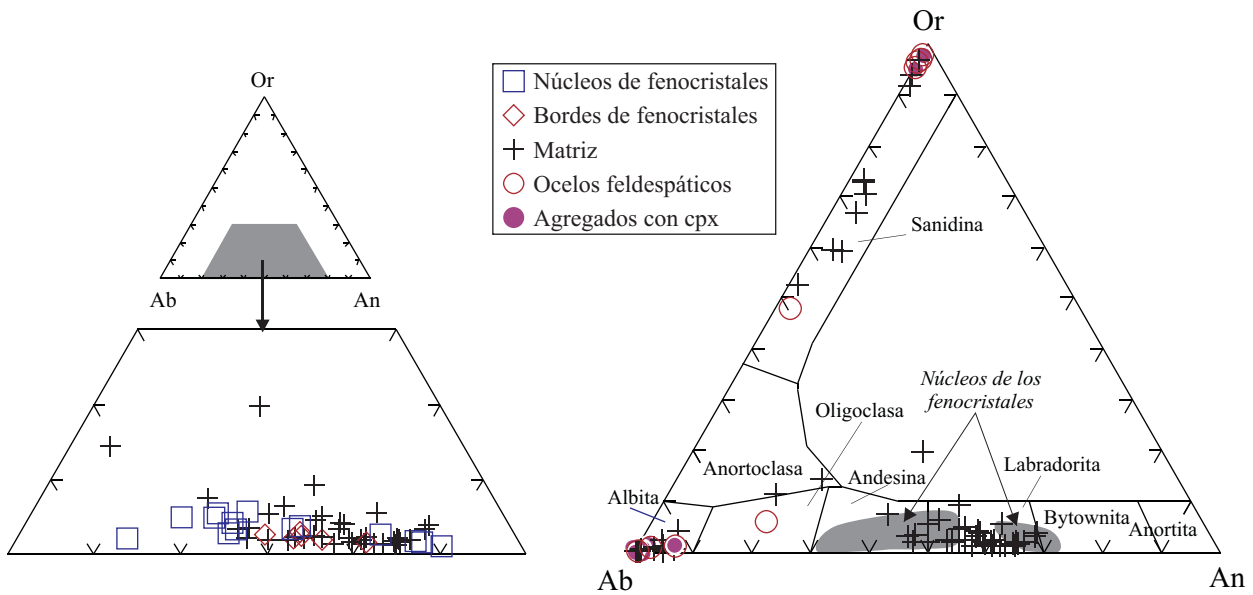


Figura II.14. Clasificación de los feldespatos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en base a su contenido en las moléculas de Ab, Or y An.

El zonado normal de los fenocristales de plagioclasa presentes en las diabasas del SCE, marcado por un aumento en la molécula sódica (Ab) hacia borde, podría explicarse mediante un proceso de cristalización fraccionada, a medida que el fundido se hace progresivamente más pobre en Ca, aunque algunos autores interpretan que este zonado puede deberse, también, a mezcla de magmas (Jang & Naslund, 2001; Damasceno et al., 2002; Perini et al., 2004b). Por otro lado, los núcleos de plagioclasa más ácida en las diabasas del SCE (también algo más ricas en molécula de Or) suelen aparecer en diques relativamente ricos en enclaves granulíticos y hornblendíticos, así como en megacristales de plagioclasa (p.e. Peguerinos), por lo que es posible que representen fragmentos disgregados de dicho tipo de materiales.

II.2.1.4.c. Feldespatos en ocelos

Los feldespatos presentes en los ocelos feldespáticos corresponden en su mayoría con los extremos de la serie del feldespato alcalino, dando lugar a valores medios cercanos a Ab_{97} u Or_{96} (Figura II.14). Ocasionalmente, se pueden encontrar cristales con una composición intermedia de tipo sanidina (Ab_{49}) y también otros pertenecientes a la serie de la plagioclasa (An_{20}).

II.2.1.4.d. Feldespatos de estructuras vesiculares

Estas estructuras vesiculares son las que en su parte más externa están constituidas por pequeños clinopiroxenos de forma acicular. En estas vesículas los feldespatos presentan una composición bien de tipo Albita casi pura (Ab_{92-100}), bien de tipo Ortosa casi pura (Or_{94-100}), sin la presencia de términos intermedios (Figura II.14).

II.2.1.5. Micas

Las micas presentes en los diques de lamprófidos y diabasas pertenecen a la serie flogopita-biotita y pueden diferenciarse en micas de la matriz, fenocristales y micas de ocelos. En su conjunto, tomando como referencia el diagrama de clasificación para esta serie que se deriva de las especificaciones sugeridas por Heinrich et al. (1953) (la relación Mg/Fe es superior a 2 en la flogopita), parte de ellas caerían en el campo de la flogopita y otra parte en el de la biotita (Figura II.15). El elevado contenido en Ti hace que se puedan clasificar como Ti-flogopitas o Ti-biotitas (Tabla II.5). Todos los diques pueden presentar mica en la matriz, pero sólo aparecen como fenocristales en los diques de Villatoro, Puerto del Pico-Muñotello y Tornadizos de Ávila.

II.2.1.5.a. Matriz

La mica de la matriz posee unos valores de $Mg\#$ que marcan un amplio rango (0.28-0.75). Una parte se clasificaría como flogopita, siendo su composición similar a la de los fenocristales en todos los elementos mayoritarios. Por el contrario, el resto de micas de la matriz serían biotitas, con $Mg\#$ por debajo de 0.63. Estas biotitas se diferencian de los fenocristales y de las flogopitas de la matriz por tener contenidos ligeramente inferiores de Ti y, en menor medida, también de Al; además, sus contenidos de BaO y F no suelen pasar de 0.2% en la mayoría de los casos (Figura II.16). No se aprecia ninguna tendencia clara de evolución en la composición de las micas de la matriz, salvo una ligera disminución de Al y aumento de K hacia términos más férricos. Las concentraciones elevadas que pueden alcanzar en BaO (hasta 1.7%) y en F (hasta 0.6%) (Tabla II.5), son típicas de micas presentes en lamprófidos (p.e. Plá Cid et al., 2005).

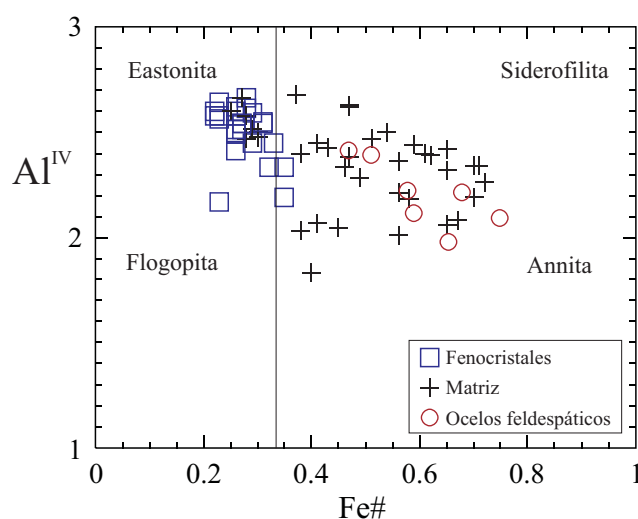


Figura II.15. Clasificación de las micas presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

Tabla II.5. Composición de elementos mayores de las micas de los lamprófidios y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales							Matriz			Ocelos		
	80318	103474	103684	103817	103473	101892	103489	103811	103817	U-37	102129	104551	
Muestra	53	25	107	62	123	138	70	67	76	45	37	11	
SiO ₂	35.77	34.82	35.51	35.48	36.91	34.10	34.74	34.73	35.35	33.97	34.77	35.96	
TiO ₂	8.85	8.66	7.65	9.88	6.68	7.64	5.71	8.48	9.62	4.65	8.19	4.54	
Al ₂ O ₃	16.51	16.05	14.48	15.28	15.12	13.48	15.71	15.65	15.11	16.79	14.00	12.65	
Cr ₂ O ₃	0.10	0.03	0.00	0.03	0.13	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	
FeO	8.98	9.66	11.05	11.21	12.03	24.00	15.46	10.51	10.29	20.37	18.14	23.55	
MnO	0.01	0.04	0.12	0.06	0.01	0.22	0.10	0.04	0.11	0.12	0.09	0.17	
MgO	16.93	15.14	15.45	12.89	14.71	5.88	12.27	14.87	14.51	9.83	9.80	9.09	
CaO	0.00	0.25	0.04	0.03	0.05	0.02	0.04	0.10	0.07	0.02	0.03	0.07	
Na ₂ O	0.42	0.65	0.55	0.56	0.69	0.52	0.69	0.53	0.55	0.42	0.78	0.45	
K ₂ O	9.57	8.21	8.75	7.44	9.47	8.46	8.64	8.39	7.47	8.25	8.29	8.81	
BaO	0.00	0.69	1.34	0.80	0.19	0.00	1.21	1.29	1.33	0.00	0.00	0.03	
Total	97.14	94.20	94.94	93.66	95.99	94.32	94.61	94.62	94.41	94.45	94.09	95.34	
Mg#	0.77	0.74	0.71	0.67	0.68	0.30	0.59	0.72	0.71	0.46	0.49	0.41	
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)													
Si	5.360	5.400	5.550	5.550	5.670	5.660	5.550	5.420	5.490	5.500	5.610	5.880	
Ti	1.000	1.010	0.900	1.160	0.770	0.950	0.690	1.000	1.120	0.570	0.990	0.560	
Al	2.915	2.934	2.665	2.813	2.738	2.637	2.957	2.876	2.763	3.199	2.660	2.436	
Cr	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe	1.130	1.250	1.440	1.470	1.550	3.330	2.070	1.370	1.340	2.760	2.450	3.220	
Mn	0.000	0.010	0.020	0.010	0.000	0.030	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.020	
Mg	3.780	3.500	3.600	3.000	3.370	1.460	2.920	3.460	3.360	2.370	2.360	2.220	
Ca	0.000	0.040	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.020	0.010	0.000	0.010	0.010	
Na	0.120	0.200	0.170	0.170	0.210	0.170	0.210	0.160	0.170	0.130	0.240	0.140	
K	1.830	1.630	1.740	1.480	1.860	1.790	1.760	1.670	1.480	1.700	1.710	1.840	
Ba	0.000	0.040	0.080	0.050	0.010	0.000	0.080	0.080	0.080	0.000	0.000	0.000	
Suma Cat.	16.145	16.014	16.175	15.713	16.208	16.027	16.267	16.066	15.823	16.249	16.040	16.326	

II.2.1.5.b. Fenocristales

Tienen una composición mucho más homogénea que la matriz. Presentan valores de Mg# entre 0.65 y 0.78 (Tabla II.5). La gran mayoría corresponden con el campo composicional de la flogopita, salvo un par de casos que se proyectan en el de la biotita. En su conjunto, se caracterizan por su elevado contenido en TiO_2 (6.4-10%) y Al_2O_3 (14.2-16.5%) y variable en K_2O (6.8-9.8%). El contenido en BaO suele alcanzar valores altos (aunque similares a los de las flogopitas de la matriz), variando entre menos de 0.2% y 1.5%, mientras que el contenido en F, normalmente por debajo de 0.5%, llega ocasionalmente hasta 3.42% (Figura II.16).

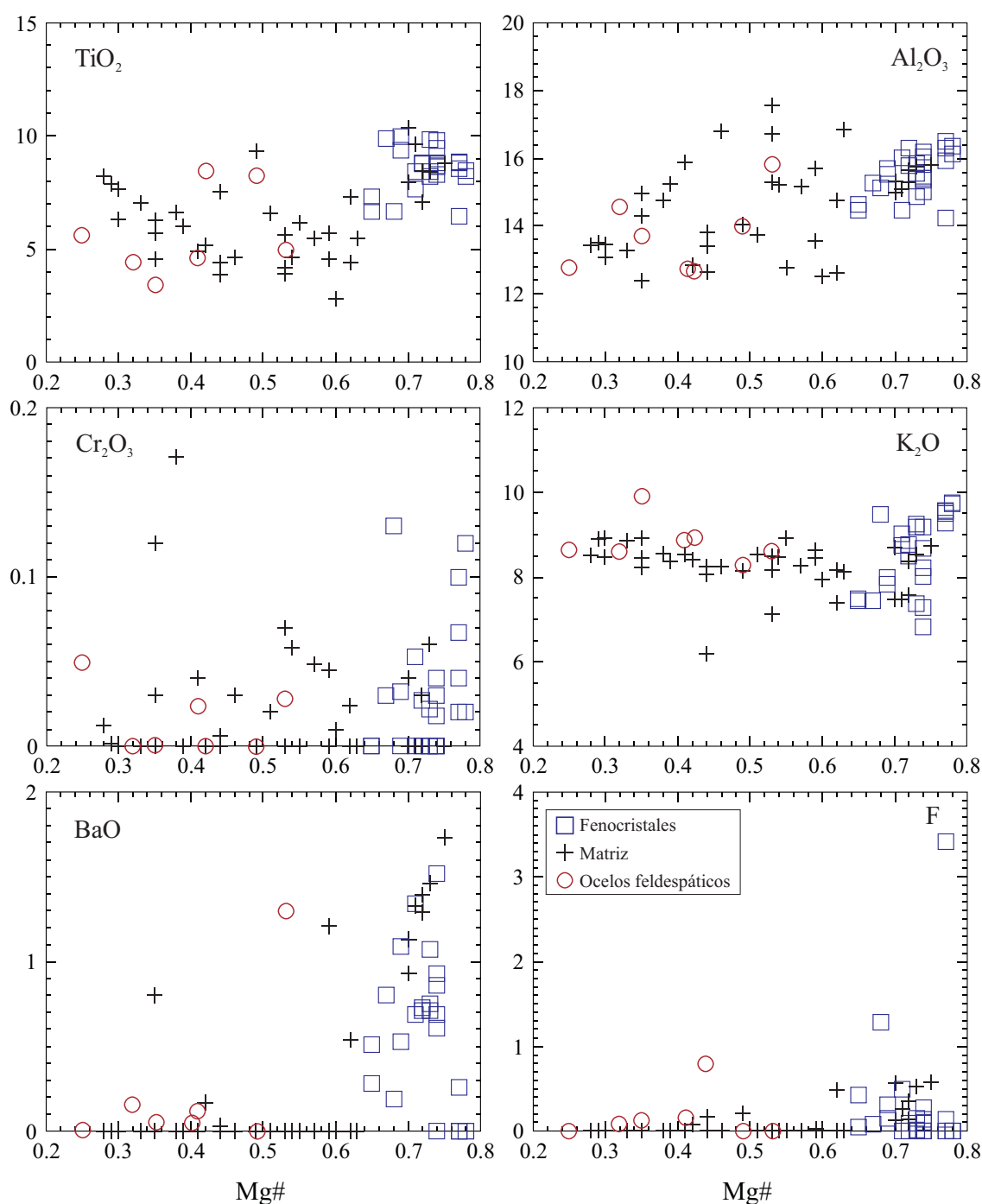


Figura II.16. Composición en elementos mayores de las micas de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

II.2.1.5.c. Ocelos feldespáticos

Las micas presentes en los ocelos feldespáticos son biotitas con una composición muy similar a la de las biotitas de la matriz (Figura II.16). El rango de valores de Mg# desciende desde 0.53 hasta 0.25, mientras que el TiO_2 va de 3.1 a 8.6%.

Las biotitas-flogopitas de rocas lamprófidas se caracterizan por sus elevados contenidos en Al y Ti (Al_2O_3 ~12-16% y TiO_2 ~3-5%; Rock, 1991), siendo la tendencia en los lamprófidos alcalinos a un incremento aún mayor en Ti. Esto estaría de acuerdo con las concentraciones progresivamente más ricas en este elemento que se observan entre las micas de la matriz de los diques del SCE y los fenocristales de flogopita (estos llegan a valores de TiO_2 cercanos al 10%). Estas concentraciones en Ti están próximas a los contenidos máximos registrados en rocas lamprófidas (Figura 4.5a en Rock, 1991), que son en ocasiones parecidas a las de flogopitas de otros lamprófidos alcalinos (Malpas et al., 1986), pero en otros casos no llegan a tan elevados porcentajes (Scott & Middleton, 1983; Dostal & Owen, 1998).

II.2.1.6. Grupo de la espinela

Este heterogéneo conjunto de minerales está representado en todos los diques de lamprófidos y diabasas por términos de la serie magnetita-ulvoespinela y de la serie de la espinela s.s. Aparecen normalmente como microfenocristales o inclusiones en fenocristales y como minerales de la matriz.

II.2.1.6.a. Matriz

Está exclusivamente representada por minerales de la serie magnetita-ulvoespinela. Su composición se solapa con la de los fenocristales pertenecientes a esa misma serie. Dan lugar a una tendencia de variación con un empobrecimiento en Ti al aumentar el contenido en Fe, como consecuencia de la sustitución de dichos elementos (sustitución propia de la serie magnetita-ulvoespinela) (Figura II.17). Alcanzan valores más altos en su contenido en Fe total ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 85.2\%$) con respecto a los fenocristales, y menores en TiO_2 (en el rango 2.7-28.7%) (Tabla II.6).

II.2.1.6.b. Fenocristales

Por su química de elementos mayores podemos distinguir dos tipos de fenocristales: 1) fenocristales de la serie magnetita-ulvoespinela y 2) fenocristales de Cr-espinela. Los primeros son los más abundantes y se caracterizan por altos contenidos de Fe ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 52-76\%$) y TiO_2 (12-36.3%), mientras que el Al_2O_3 alcanza su máximo valor con un 9% y el MgO no supera el 3% (Figura II.17). Este primer grupo de fenocristales presenta la misma evolución en la composición que mostraban los minerales de la matriz para el Fe y el Ti.

La Cr-espinela es menos abundante que los minerales del grupo anterior, apareciendo, fundamentalmente, como microfenocristales con un borde reaccional de ulvoespinela rica en Cr a su alrededor. Representa un término intermedio entre la serie espinela-hercinita (serie del pleonasto) y la de la cromita-magnesiocromita. Se caracteriza por presentar un contenido en Cr_2O_3 en el rango 10-38% y valores de Al_2O_3 entre 28 y 52% (salvo una inclusión en olivino que no sobrepasa el 12%) (Figura II.17). Dichos elementos están correlacionados de forma inversa, por lo que al descender el contenido de Al, aumenta el de Cr, y hace lo mismo el de Mg. Las Cr-espinelas incluidas en fenocristales de olivino presentan amplias diferencias en su composición: contenidos muy variables de Al_2O_3 (11-48%), MgO (2.9-15%), Fe ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 23-54\%$) y TiO_2 (0.47-13.7%), pero similares en cuanto al Cr_2O_3 (9.5-11.5%) (Tabla II.6).

Tabla II.6. Composición de elementos mayores de las espinelas y las ilmenitas de los lamprófidos y diabasas del SCE*

Tipo	Espinela-Titanomagnetita										Ilmenita			
	Fenocristales					Matriz					Fenocristales			Globo
	103473 101	104535 34	103684 126	103684 30	103657B 11(b)	104546B 29	80318 54	76546 56	76543 72	104535 32	104538B 110	104538B 103		
Muestra														
SiO ₂	0.09	0.09	0.17	0.08	0.10	0.05	0.78	0.80	0.02	0.07	0.02	0.02	0.02	
TiO ₂	14.39	11.98	16.15	10.35	0.58	0.27	14.06	16.73	18.05	56.45	49.56	50.70	50.70	
Al ₂ O ₃	9.37	4.71	3.09	1.52	41.85	49.66	6.94	0.80	4.12	1.16	0.40	0.11	0.11	
NiO	0.02	0.00	0.03	0.01	0.14	0.09	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.02	0.02	
Cr ₂ O ₃	0.11	0.04	0.00	0.01	20.74	18.15	0.00	0.48	0.16	0.07	0.00	0.17	0.17	
FeO**	45.16	37.90	44.43	40.70	13.12	11.35	45.45	47.21	47.60	30.78	38.13	36.50	36.50	
Fe ₂ O ₃	27.95	37.94	31.29	46.95	5.93	0.99	30.32	33.63	28.75	-	-	-	-	
MnO	0.00	0.75	0.80	0.00	0.09	0.20	0.00	0.00	0.80	0.56	9.94	9.96	9.96	
MgO	0.10	2.21	0.05	0.02	16.93	18.51	0.21	0.25	0.04	9.89	1.26	1.35	1.35	
CaO	0.01	0.01	0.11	0.08	0.00	0.03	0.00	0.11	0.02	0.06	0.03	0.01	0.01	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	97.20	95.64	96.14	99.80	99.49	99.30	97.76	100.05	99.57	99.16	99.46	98.84	98.84	
Mg#	0.00	0.06	0.00	0.00	0.62	0.73	0.01	0.01	0.00	0.34	0.05	0.06	0.06	
Cr#	0.01	0.01	0.00	0.00	0.25	0.20	0.00	0.29	0.02	0.03	0.00	0.50	0.50	
Cationes calculados en base a 32 O para la espinela y 6 O para la ilmenita														
Si	0.030	0.030	0.060	0.030	0.020	0.010	0.260	0.270	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	3.550	3.180	4.240	2.830	0.100	0.040	3.520	4.280	4.480	1.980	1.900	1.940	1.940	
Al	3.620	1.960	1.270	0.650	11.220	12.650	2.720	0.320	1.600	0.060	0.020	0.010	0.010	
Ni	0.010	0.000	0.010	0.000	0.030	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.030	0.010	0.000	0.000	3.730	3.100	0.000	0.130	0.040	0.000	0.000	0.010	0.010	
Fe ²⁺	11.190	9.670	11.490	10.310	2.460	2.050	11.310	11.840	11.830	1.200	1.630	1.550	1.550	
Fe ³⁺	6.230	8.710	7.280	10.700	1.000	0.160	6.790	7.590	6.430	-	-	-	-	
Mn	0.000	0.210	0.230	0.000	0.020	0.040	0.000	0.000	0.220	0.020	0.430	0.430	0.430	
Mg	0.050	1.110	0.030	0.010	5.750	5.970	0.100	0.130	0.020	0.690	0.100	0.100	0.100	
Ca	0.000	0.000	0.040	0.030	0.000	0.010	0.000	0.040	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na	0.000	0.000	0.010	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
SumaCat	24.710	24.880	24.660	24.600	24.330	24.050	24.700	24.620	24.640	3.950	4.080	4.040	4.040	

*Fe³⁺ calculado en las espinelas según el método de Droop (1987)

**En el caso de la ilmenita el contenido total de Fe se expresa en su forma ferrosa (FeO).

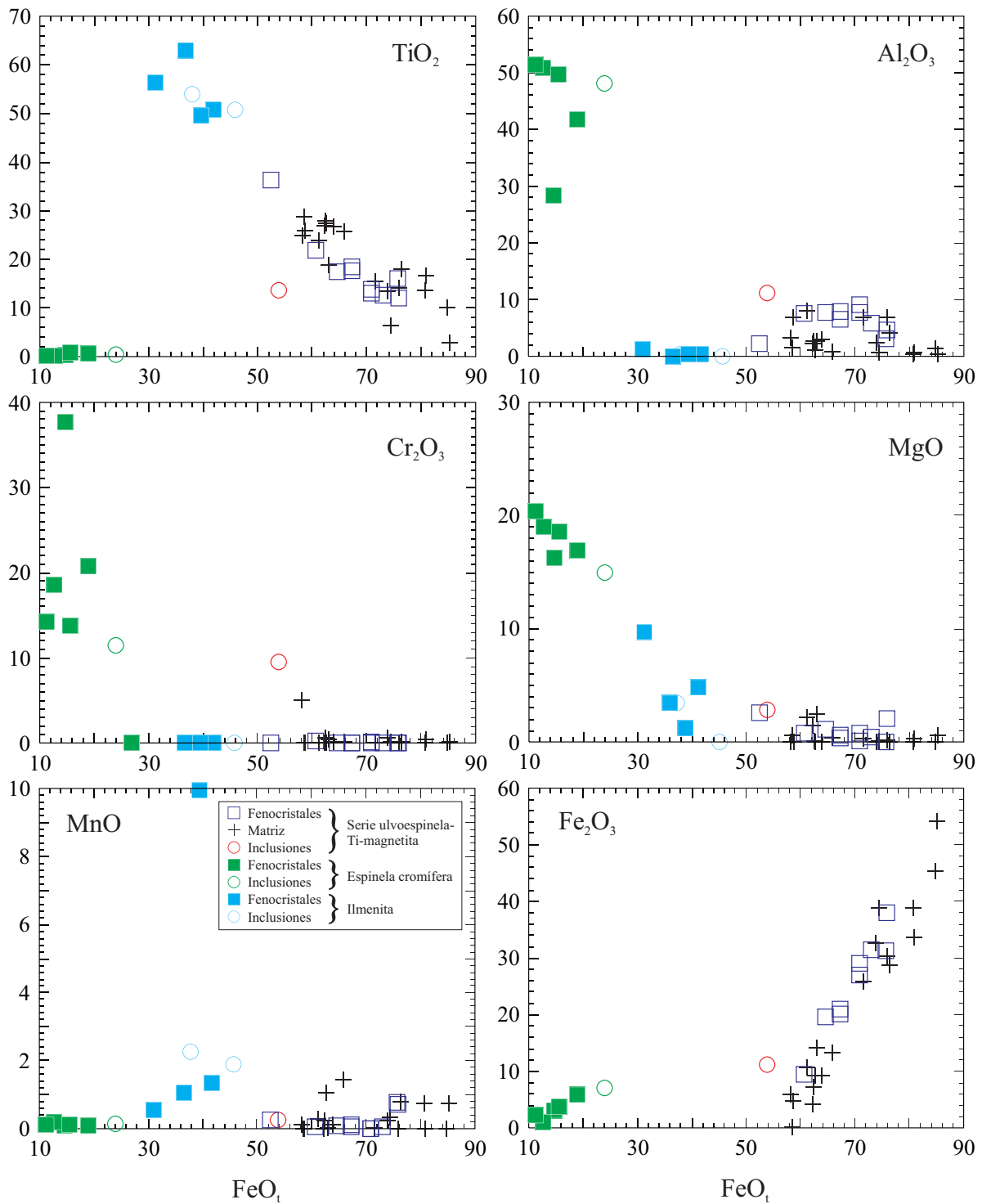


Figura II.17. Composición en elementos mayores de las espinelas e ilmenitas de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

La química de las espinelas de los diques del SCE que pertenecen a la serie magnetita-ulvoespinela poseen una tendencia de variación (empobrecimiento en Ti al disminuir el valor de Mg\#), que puede identificarse con la tendencia magmática 2 descrita por Mitchell (1986) para espinelas en kimberlitas, que es, además, la que caracteriza a gran parte de las espinelas de lamprófidos alcalinos (Rock, 1991). También se proyectan próximas a los campos composicionales más frecuentes de espinelas de otros tipos de rocas alcalinas, según el estudio de Barnes & Roeder (2001) (Figura II.18). Las espinelas de las camptonitas del SCE muestra unas concentraciones máximas en TiO_2 que corresponden con los términos más enriquecidos

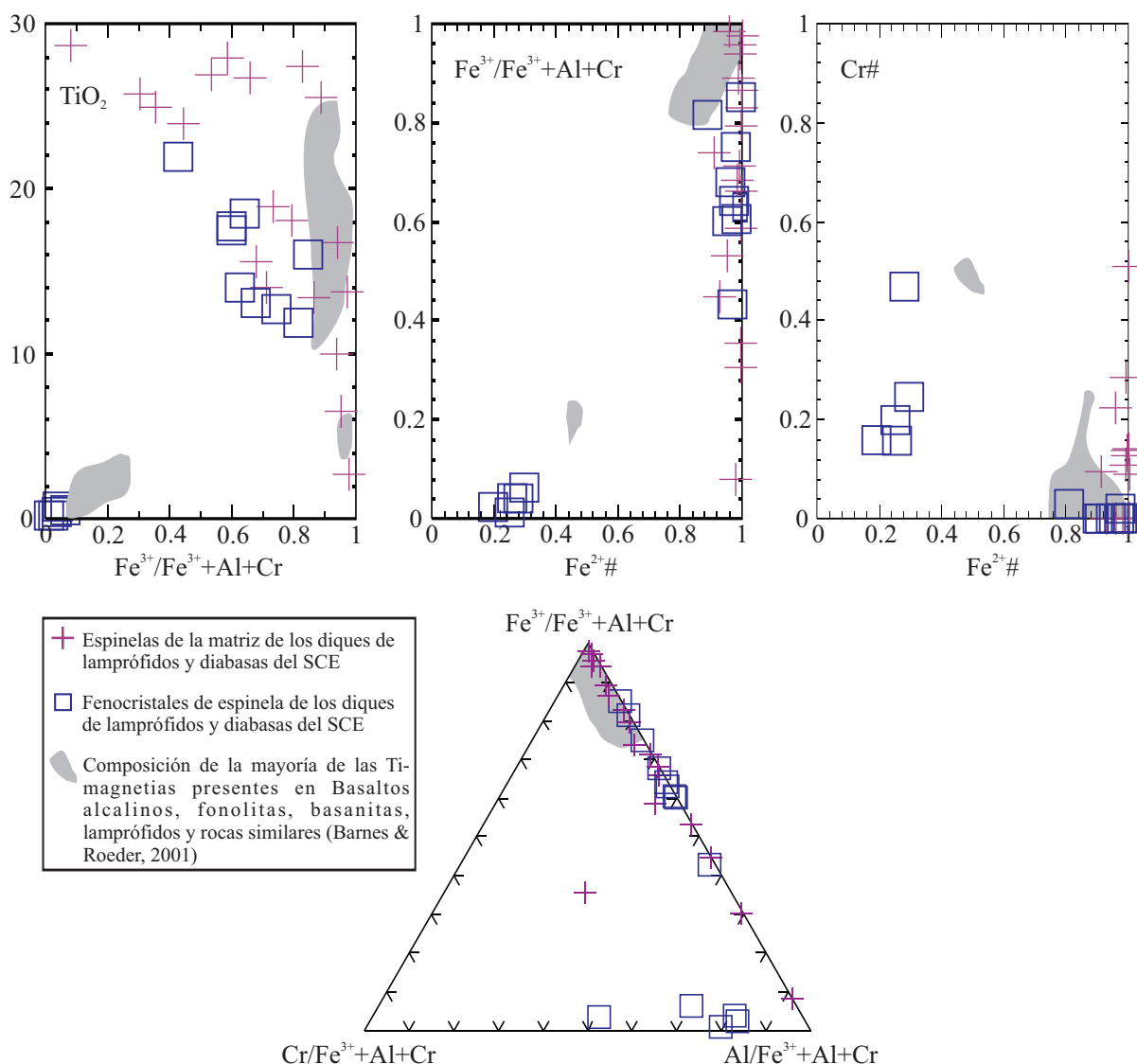


Figura II.18. Comparación de la química de elementos mayores de los minerales del grupo de la espinela presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en comparación con la composición de las Ti-magnetitas de rocas alcalinas básicas y ultrabásicas. El área sombreada representa la composición más frecuente en dichas rocas según el estudio estadístico de Barnes & Roeder (2001).

dentro de los lamprófidos alcalinos (Rock, 1991). La presencia de pequeños cristales euhedrales de espinela rica en Cr en la matriz de los diques (Figura II.3B) apunta a un origen magmático por cristalización temprana, algo que ya ha sido apuntado anteriormente (p.e. Brooks & Plat, 1975). Estos cristales de espinela cromífera poseen una composición próxima, a su vez, a la que viene marcada por la tendencia de los macrocristales de Mitchell (1986), definida por el sistema MgAl_2O_4 - MgCr_2O_4 - FeCr_2O_4 - FeAl_2O_4 , pese a que no llegan a tener contenidos de Cr tan elevados como estos últimos ($\text{Cr\#} = 0.3\text{-}0.95$).

II.2.1.7. Ilmenita

Este mineral es mucho menos frecuente que los del grupo de la espinela, salvo en algunos diques donde predomina en forma de fenocristales o microfenocristales (San Bartolomé de Pinares). Además de como microfenocristal, también aparece como inclusión en fenocristales de piroxeno y anfíbol o englobado ocasionalmente en algunas estructuras vesiculares compuestas principalmente por clorita y carbonato. En todos los casos la composición no permite diferenciar dichos grupos entre sí, presentando unos contenidos

homogéneos en cuanto a TiO_2 (49-63%) y FeO (30-45%) (Tabla II.6). Por otro lado, se caracterizan por llegar a alcanzar elevados contenidos en MgO (0.2-10%) y MnO (0.5-10%) (Figura II.17). Esta composición es similar a la que poseen ilmenitas primarias presentes en rocas alcalinas (Rock, 1991; Tappe, 2004). Más concretamente, la ilmenita rica en Mg y Mn ha sido considerada por Rock (1991) como un mineral característicos de rocas lamprofídicas.

II.2.1.8. Apatito

Aparecen en la matriz o en forma de microfenocristales, aunque éstos últimos sólo se dan en los diques de Bernuy Salinero y San Bartolomé de Pinares. En la figura II.19 se ha proyectado la composición de los apatitos en cuanto a SrO, F, Cl, MgO , MnO , FeO y Na_2O (que resultan ser los elementos más discriminantes). En conjunto, muestran un elevado contenido en F (1.4-2.8%), mientras que el Cl no pasa de un 0.5%, por lo que pueden clasificarse como fluorapatitos (Tabla II.7). Los fenocristales de apatito del dique de San Bartolomé de Pinares (SBP) se diferencian de los del dique de Bernuy Salinero (BS) por presentar mayores contenidos de F y MgO , y menores de SrO, Na_2O y MnO (Figura II.19). Por su parte, los apatitos de la matriz constituyen un grupo aparte si consideramos conjuntamente los contenidos de F y SrO, diferenciándose de los fenocristales, además, por sus bajas concentraciones de FeO .

Esta composición del apatito de los diques del SCE está dentro del rango composicional que suelen mostrar otros apatitos presentes en lamprófidos alcalinos o ultramáficos (Rock, 1991; Sheppard & Taylor, 1992; Edgar et al., 1994), aunque es ligeramente pobre en SrO, sobre todo cuando se los compara con estas

Tabla II.7. Composición de elementos mayores de los apatitos de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales de apatito					Apatito de la matriz	
Muestra	103488-13	103489-60	104391-21	103658-150	104538B-109	102129-17	103471-90
SiO_2	0.18	0.22	0.29	0.10	0.21	1.38	2.35
TiO_2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Al_2O_3	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	0.62	0.50	0.43	0.42	0.57	0.31	0.18
MnO	0.22	0.00	0.04	0.02	0.09	0.08	0.03
MgO	0.23	0.28	0.18	0.34	0.27	0.16	0.16
SrO	0.20	0.31	0.35	0.05	0.01	0.19	0.26
CaO	53.55	52.76	53.01	54.16	52.84	52.72	52.36
Na_2O	0.23	0.28	0.30	0.03	0.13	0.12	0.04
K_2O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02
P_2O_5	42.57	42.95	43.42	43.61	42.69	41.55	42.28
F	1.72	1.64	1.39	2.20	2.66	2.38	2.42
Cl	0.42	0.37	0.34	0.10	0.40	0.18	0.21
Total	99.99	99.34	99.75	101.03	99.89	99.12	100.38
Cationes calculados en base a 26 (O, OH, F, Cl)							
Si	0.030	0.038	0.050	0.017	0.036	0.240	0.414
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.088	0.072	0.062	0.060	0.082	0.045	0.027
Mn	0.032	0.000	0.006	0.003	0.013	0.012	0.004
Mg	0.058	0.072	0.046	0.086	0.070	0.042	0.042
Sr	0.020	0.031	0.035	0.005	0.001	0.019	0.027
Ca	9.720	9.728	9.752	9.838	9.788	9.836	9.882
Na	0.076	0.093	0.100	0.010	0.044	0.041	0.014
K	0.006	0.002	0.000	0.000	0.002	0.007	0.004
P	6.106	6.258	6.312	6.260	6.249	6.126	6.306
F	0.922	0.893	0.755	1.180	1.454	1.311	1.348
Cl	0.121	0.108	0.099	0.029	0.117	0.053	0.063
Suma Cat.	16.136	16.297	16.363	16.279	16.285	16.368	16.730

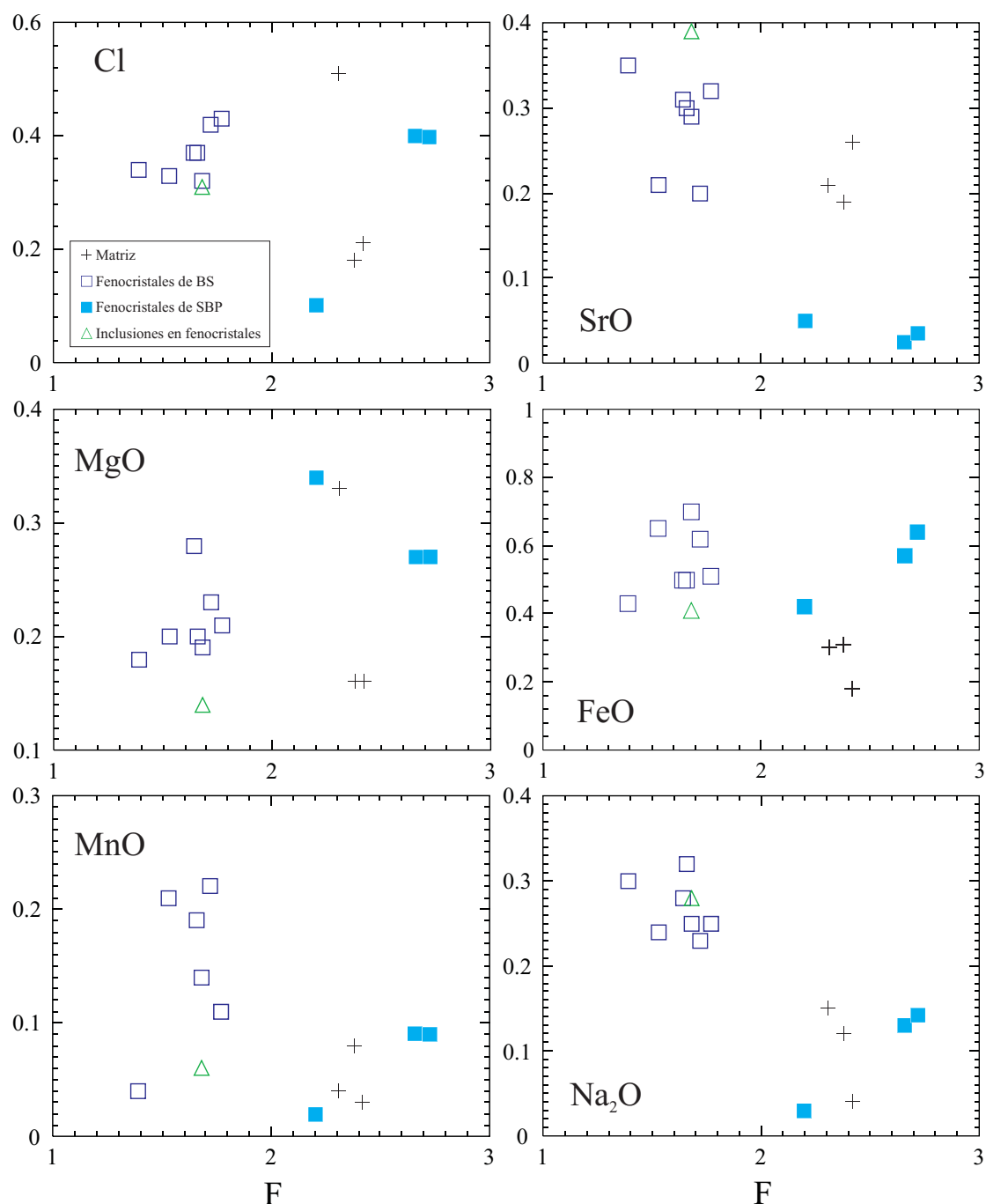


Figura II.19. Composición en elementos mayores de los apatitos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

mismas fases en rocas alcalinas carbonatíticas (Wagner et al., 2003).

II.2.1.9. Otros minerales

El resto de minerales presentes en los diques en un porcentaje accesorio, o bien pertenecen a la matriz o bien aparecen asociados a vesículas, ocelos o segregados. Se trata, principalmente, de sulfuros de Fe, baritina, carbonatos y analcima. En todos los casos, su composición es relativamente homogénea (Tabla II.8). Los sulfuros de Fe, que pueden estar en la matriz o en vesículas de clorita, pueden clasificarse como pirrotinas, con contenidos de Fe entorno al 46% y valores despreciables de otros elementos como el Cu o Zn. La baritina, presente tanto en la matriz de los diques como en las vesículas con clinopiroxenos aciculares, se caracteriza por contenidos de BaO entre 62-64% y de SrO próximos al 2-3%. El carbonato es

Tabla II.8. Composición en elementos mayores de los sulfuros de los pseudomorfos fenocristalinos y de los sulfatos presentes en las vesículas de clorita del dique de lamprófido de San Bartolomé de Pinares

Mineral	Sulfuros*			Sulfatos*		
	Pirrotina	Pirrotina	Pirrotina	Baritina	Baritina	
Muestra	104534A	104534A	104534A	104534A	104534A	
	3	4	87	92	93	
S	53.67	54.22	53.96	SO ₃	34.25	34.22
Fe	46.13	46.12	46.08	FeO	0.23	0.04
Cu	0.00	0.00	0.00	CuO	0.00	0.00
Zn	0.02	0.01	0.01	ZnO	0.01	0.00
As	0.00	0.00	0.00	As ₂ O ₅	0.00	0.00
Bi	0.07	0.21	0.08	Bi ₂ O ₃	0.22	0.19
Sb	0.06	0.09	0.06	Sb ₂ O ₅	0.16	0.16
Pb	0.33	0.34	0.35	BaO	64.32	62.11
				SrO	2.23	3.07
Total	100.28	100.99	100.54	Total	101.42	99.79

*La composición de los sulfuros está expresada en forma atómica, mientras que los sulfatos lo están en forma de óxidos.

siempre de tipo calcita y pobre en Mg (MgO < 0.03%).

Todos estos minerales son relativamente frecuentes dentro de rocas lamprofidicas, habiendo sido identificado como fases primarias, bien en la matriz, bien en estructuras tardías como son segregados u ocelos (Rock, 1991). La monacita, por su escasez y pequeño tamaño, no ha podido ser analizada.

II.2.2. ELEMENTOS TRAZA

A continuación se describe la composición de elementos traza de aquellos fenocristales que se encuentran en elevado porcentaje en los diques de lamprófidos y diabasas: clinopiroxeno, anfíbol, flogopita y apatito. Junto a ellos se incluye la composición del carbonato de los ocelos feldespáticos y de un fenocristal de plagioclase, cuyo control sobre la incorporación de ciertos elementos (Ba, Sr, principalmente) puede ser importante.

Hay que destacar el hecho de que, por lo que conocemos, no existen datos en la literatura sobre la composición de elementos traza en minerales de camptonitas, aunque sí los hay en otros tipos de lamprófidos, como minetas (Plá Cid et al., 2005) o monchiquitas (Foley et al., 1996) y aún en mayor medida en basaltos alcalinos (Hart & Dunn, 1993). La composición en elementos traza de los minerales de los diques alcalinos del SCE se comparará en el siguiente capítulo con la de los minerales presentes en los enclaves máficos y ultramáficos y con la de los megacristales y xenocristales.

II.2.2.1. Clinopiroxeno

Este mineral es una de las principales fases que alojan un gran número de elementos traza en rocas básicas y ultrabásicas, entre los que destacan las tierras raras.

De una manera general, todos los fenocristales de clinopiroxeno de los diques presentan elevados contenidos en REE, aunque conforman un amplio rango de valores ($\Sigma\text{REE} = 48\text{-}320$ ppm), por lo que se caracterizan por una marcada heterogeneidad composicional (Tabla II.9). En este sentido, se pueden establecer ciertas diferencias entre los fenocristales de zonado normal, los fenocristales de zonado inverso

Tabla II.9. Composición de elementos traza de los fenocristales de clinopiroxeno de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales con zonado normal											
	Muestra	103471-16	103471-17	103471-18	103473-1	103473-8	103473-11	103473-13	103818-2	103818-8	103818-9	104534-2
		núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borde
Ba	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	1.50	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	1.91	15.55
K*	49.8	91.3	d.l.d.	273.9	d.l.d.	99.6	49.8	207.5	12.5	8.3	9.1	s.a.
Rb	0.85	0.88	0.61	1.33	0.76	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	3.83	2.94	3.22	1.71
Sr	61.8	116.6	168.1	89.4	163.9	163.9	141.0	134.4	109.2	118.5	117.8	220.4
Pb	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	0.23
Th	0.39	d.l.d.	0.10	d.l.d.	0.11	0.11	0.10	d.l.d.	0.20	d.l.d.	0.23	0.42
U	0.22	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.06	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.09
Zr	89.8	67.0	153.0	43.1	122.1	122.1	101.5	89.3	51.0	47.0	85.6	251.6
Nb	0.79	0.91	1.60	0.60	1.18	1.18	1.14	1.11	1.07	0.57	0.85	5.00
Y	17.3	17.3	25.9	14.3	21.4	21.4	16.9	12.6	20.0	16.5	24.2	29.5
V	368	366	383	393	366	366	381	357	506	448	503	255
Sc	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	74
Ni	255	187	94	227	110	110	35	38	182	131	75	s.a.
Cr	1605	90	84	6117	84	84	83	87	607	411	99	53
Ti*	7494	4197	14988	19184	16187	16187	16786	17985	7494	5216	10491	s.a.
Ta	0.15	0.13	0.36	d.l.d.	0.29	0.29	0.21	0.13	0.12	0.15	0.18	0.67
Hf	2.47	2.78	5.79	2.08	4.90	4.90	3.43	3.72	2.78	2.46	3.44	9.29
La	7.41	6.63	9.23	3.97	6.90	6.90	6.28	4.93	4.35	5.72	6.26	16.18
Ce	20.81	20.39	37.95	12.78	26.30	26.30	22.04	17.46	17.64	21.33	21.88	54.59
Pr	2.95	3.19	6.37	2.18	4.66	4.66	3.72	3.28	3.15	3.50	3.63	8.51
Nd	13.95	16.30	34.24	10.91	25.93	25.93	22.07	18.84	18.02	19.33	23.08	45.59
Sm	4.70	4.94	8.60	3.89	6.87	6.87	5.69	5.00	5.02	5.00	6.20	11.32
Eu	1.48	1.78	3.04	1.48	2.54	2.54	1.96	1.78	1.97	1.81	1.97	3.76
Gd	4.04	2.69	6.98	3.58	6.11	6.11	4.26	3.77	5.24	3.34	6.95	9.58
Tb	0.65	0.84	1.18	0.70	0.87	0.87	0.79	0.56	0.74	0.66	0.83	1.35
Dy	4.06	3.56	5.54	3.96	5.13	5.13	3.84	3.75	4.40	3.70	5.25	6.45
Ho	0.69	0.89	1.19	0.71	0.89	0.89	0.70	0.43	0.91	0.79	1.17	1.14
Er	2.04	1.54	2.69	1.61	2.22	2.22	1.56	1.23	2.13	1.46	2.66	3.04
Tm	0.28	0.37	0.34	0.32	0.32	0.32	0.20	0.12	0.30	0.29	0.42	0.36
Yb	2.13	1.65	2.36	1.96	1.83	1.83	1.77	0.60	1.89	1.75	2.00	2.57
Lu	0.25	0.23	0.31	0.22	0.21	0.21	0.15	0.17	0.26	0.18	0.32	0.38

*Datos deducidos de la composición obtenida por microsonada electrónica

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

Tabla II.9 (Continuación). Composición de elementos traza de los fenocristales de clinopiroxeno de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Fenocristales con núcleo verde y zonado inverso					Fenocristales con núcleo incoloro y zonado inverso				
	Muestra	L 104534A-4	L 104534A-5	L 104534A-6	L 104534A-11	L 104534A-12	L 104534A-7	L 104534A-8	L 104534A-1	L 104534A-3
	núcleo	borde1	borde2	núcleo	borde	núcleo	borde	núcleo	borde	borde
Ba	d.l.d.	d.l.d.	1.07	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	30.78	3.33		2.12
K*	0.0	107.9	0.0	0.0	8.3	0.0	91.3	0.0		24.9
Rb	d.l.d.	0.93	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	7.99	2.26		0.87
Sr	176.1	161.8	226.3	69.8	251.0	12.1	120.5	93.2		215.8
Pb	0.21	d.l.d.	0.24	0.43	0.17	0.64	1.01	0.43		0.17
Th	0.88	0.14	0.19	0.43	0.36	2.20	2.04	0.62		d.l.d.
U	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.12	d.l.d.	0.30	0.48	0.15		d.l.d.
Zr	152.6	98.5	221.2	376.0	287.2	104.0	132.7	151.6		179.6
Nb	2.87	1.10	1.95	4.77	2.93	0.62	4.68	0.89		1.51
Y	19.7	16.6	23.8	20.7	28.7	65.9	37.4	108.9		21.7
V	285	267	251	283	291	322	335	567		239
Sc	54	70	77	49	82	39	55	120		72
Ni	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.		s.a.
Cr	130	1431	85	122	80	316	652	280		274
Ti*	13578	12769	s.a.	9711	22385	2751	12541	3788		18980
Ta	0.63	0.25	0.49	1.09	0.86	0.20	0.49	0.22		0.30
Hf	4.96	3.81	9.66	10.99	10.97	5.08	5.73	8.77		7.32
La	17.20	6.96	12.90	18.63	18.05	22.83	22.44	17.73		12.23
Ce	47.98	27.23	45.07	52.93	63.67	82.39	63.54	79.36		43.01
Pr	7.38	4.25	7.71	7.30	10.55	14.00	9.48	16.20		7.39
Nd	33.41	20.60	39.28	33.08	55.07	77.41	49.70	87.63		42.09
Sm	6.41	7.36	10.33	7.47	12.64	18.56	14.06	20.45		8.00
Eu	3.08	2.84	3.53	2.57	4.28	0.98	2.96	2.27		3.50
Gd	6.60	2.99	8.87	6.45	10.66	17.68	11.03	27.90		7.94
Tb	0.88	0.77	1.00	0.90	1.48	2.70	1.61	4.64		1.24
Dy	5.05	4.41	6.49	5.07	7.40	17.58	9.14	27.07		6.76
Ho	0.90	0.82	1.05	0.95	1.33	3.08	1.78	5.38		0.96
Er	2.83	2.07	2.71	2.38	3.13	8.70	4.84	13.72		2.02
Tm	0.37	0.15	0.46	0.33	0.33	1.07	0.49	1.58		0.26
Yb	1.89	1.28	1.61	2.08	2.35	8.61	3.27	13.57		1.44
Lu	0.25	0.24	0.23	0.30	0.32	0.97	0.55	1.63		0.36

*Datos deducidos de la composición obtenida por microsonada electrónica

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

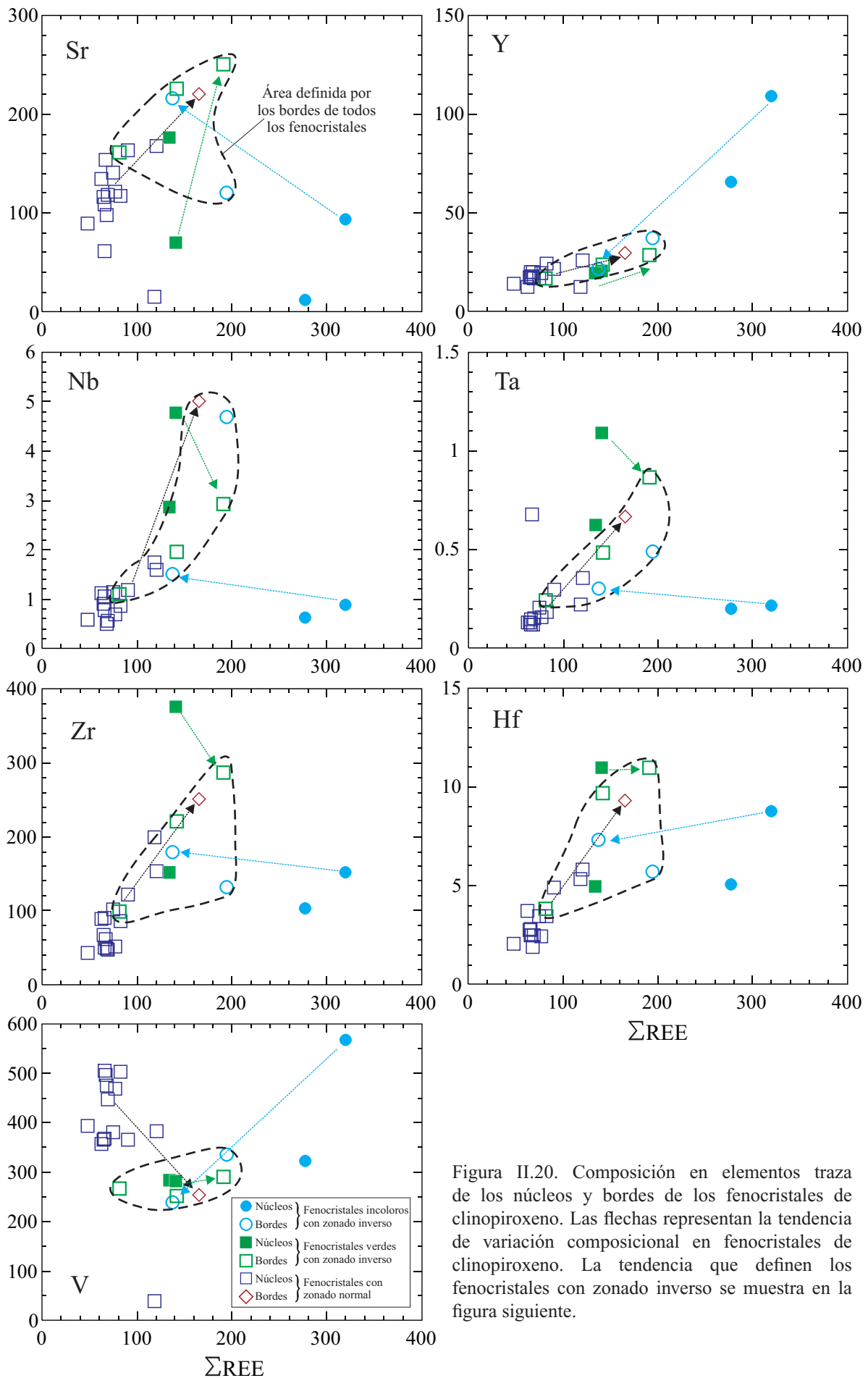


Figura II.20. Composición en elementos traza de los núcleos y bordes de los fenocristales de clinopiroxeno. Las flechas representan la tendencia de variación composicional en fenocristales de clinopiroxeno. La tendencia que definen los fenocristales con zonado inverso se muestra en la figura siguiente.

con núcleo verde y los fenocristales de zonado inverso y núcleo incoloro (Orejana & Villaseca, 2005).

En la figura II.20 se ha proyectado la concentración de los elementos traza más significativos en los fenocristales de clinopiroxeno, respecto a ΣREE . Se han considerado separadamente los tres tipos de núcleos (normales, verdes e incoloros) y otro grupo que corresponde con los bordes, sin que se haya hecho distinción entre estos últimos. De esta manera se puede observar que, en los núcleos incoloros, el contenido en Y (60-110 ppm) y REE (275-320 ppm) es mucho mayor que en el resto de fenocristales, no existiendo notables diferencias en los demás elementos traza (Figura II.20). Los núcleos verdes, por su parte, son ligeramente más ricos en REE, Nb, Ta, Zr y Hf que los núcleos normales, quedando también de manifiesto, que su composición es muy similar a la que define el campo de los bordes de los fenocristales. El contenido en V tanto de los bordes como de los núcleos verdes es algo menor que en el resto de fenocristales (Figura II.21).

La composición de elementos traza de los fenocristales de clinopiroxeno de estos diques del SCE (Tabla II.9) posee unos rangos composicionales que alcanzan valores muy altos en LILE y HFSE ($\text{Rb} = 0.6\text{-}6\text{ ppm}$, $\text{Ba} = 1.1\text{-}3.6\text{ ppm}$, $\text{Ta} = 0.1\text{-}1.1\text{ ppm}$, $\text{Nb} = 0.5\text{-}5\text{ ppm}$, $\text{Th} = 0.1\text{-}4.1\text{ ppm}$ y $\text{U} = 0.06\text{-}1.1\text{ ppm}$) cuando se los compara con los escasos datos existentes en la literatura sobre composición de elementos traza de fenocristales de clinopiroxeno en rocas básicas alcalinas (Foley et al., 1996; Neumann et al., 1999). Destacan también por su enriquecimiento general sobre la composición media de los clinopiroxenos

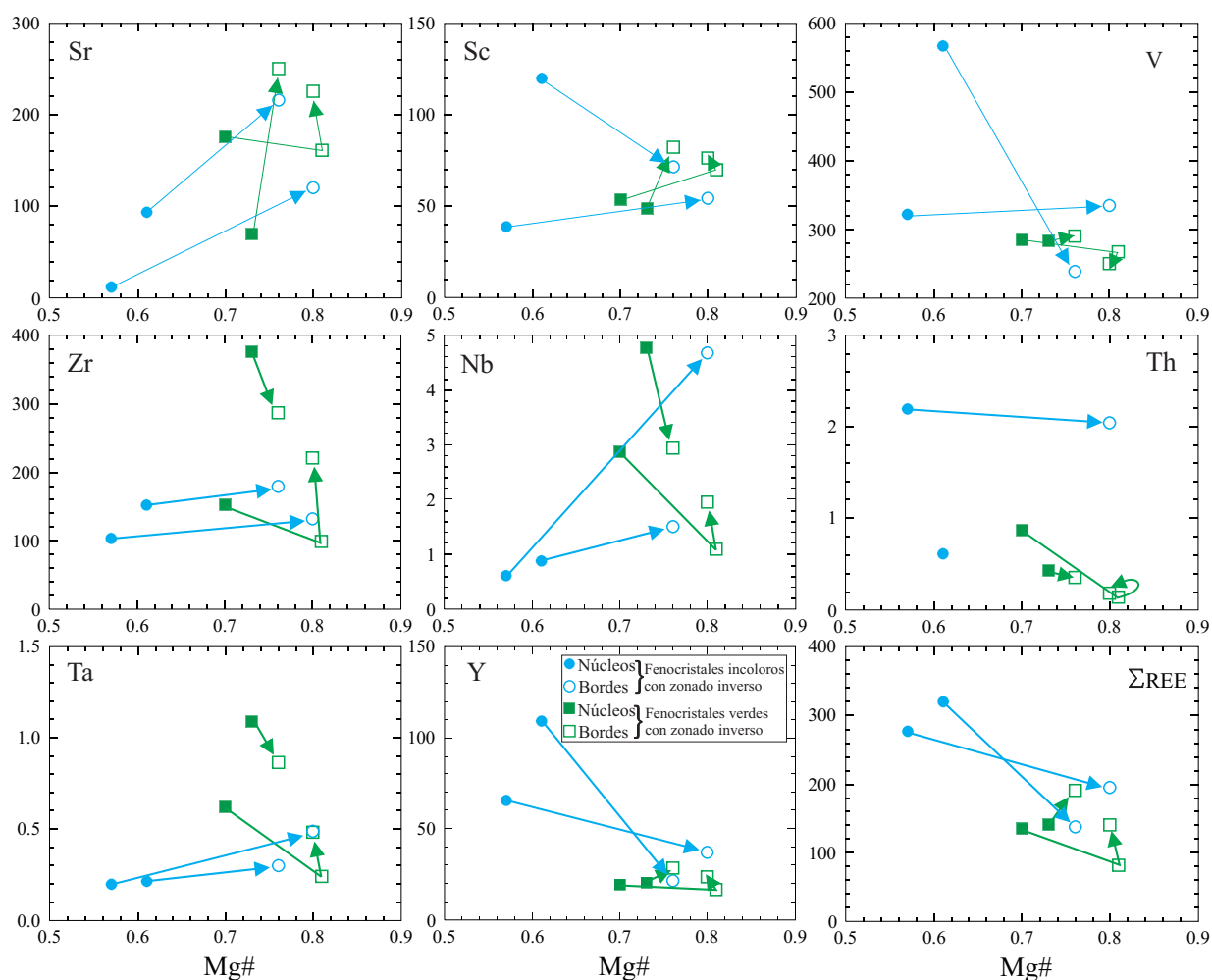


Figura II.21. Variación composicional en elementos traza de núcleo a zona intermedia y, finalmente, a borde, de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso y núcleo verde e incoloro. Cada flecha representa los análisis realizados desde el núcleo al borde en un único mineral.

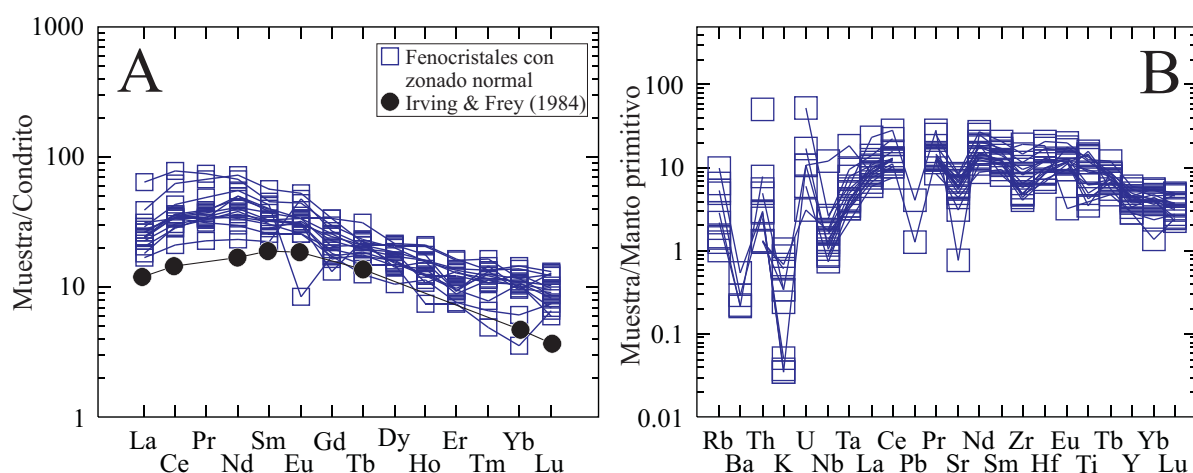


Figura II.22. A: Composición en REE de los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). A modo de comparación se muestra también la composición media de los megacristales de clinopiroxeno interpretados como acumulados formados a partir de fundidos basálticos a elevada presión del trabajo de Irving & Frey (1984). B: Composición en elementos traza de los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

analizados de forma experimental en el trabajo de Hart & Dunn (1993), en el que se establecen unos coeficientes de partición cpx/fundido basáltico ampliamente aceptados. Un estudio reciente en enclaves de composición análoga a lamprófidos calcoalcalinos proporciona, sin embargo, composiciones de clinopiroxenos con contenidos en LREE muy superiores a los fenocristales de los diques del SCE (Plá Cid et al., 2005).

Las diferencias apuntadas en los contenidos en elementos traza de los tres tipos de núcleos de fenocristales son también patentes al proyectar estos valores normalizados al condrito (Figuras II.22, II.23 y II.24): el espectro descrito por los fenocristales de núcleo incoloro está situado ampliamente por encima del resto, principalmente en las HREE, y los núcleos verdes se proyectan en la parte más alta del área que ocupan los núcleos normales (Figura II.23A). En conjunto, se aprecian concentraciones entre 15 y 200 veces

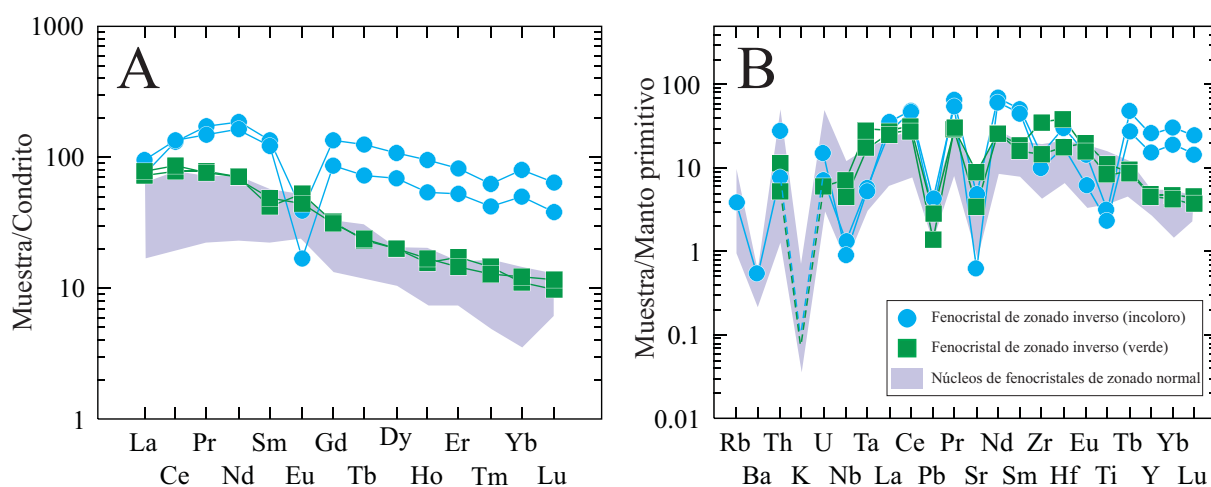


Figura II.23. A: Composición en REE de los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). B: Composición en elementos traza de los núcleos de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). A modo de comparación en ambos casos se muestra también el campo que definen los fenocristales con zonado normal.

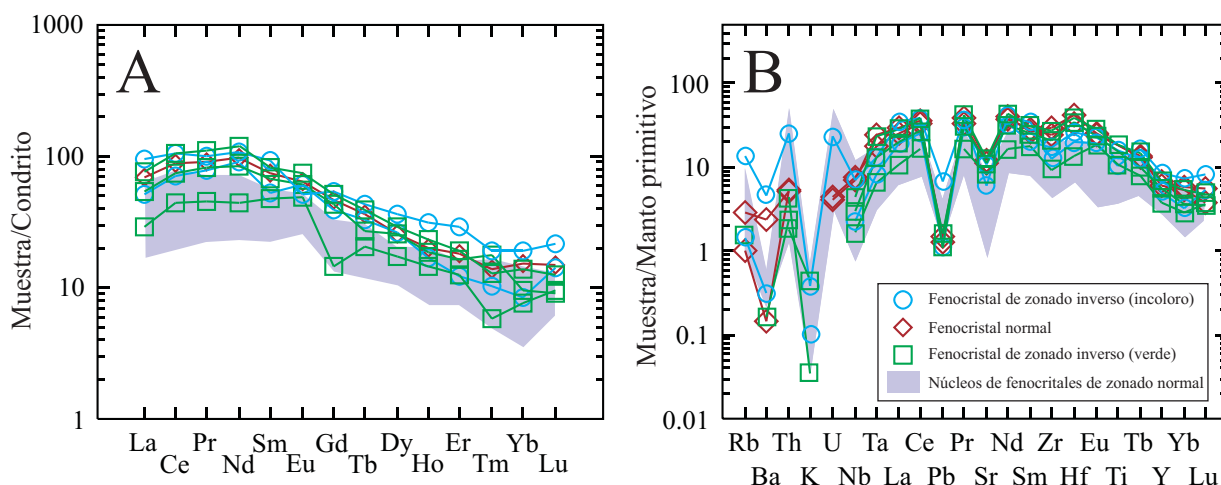


Figura II.24. A: Composición en REE de los bordes de los fenocristales de clinopiroxeno (con zonado normal e inverso) de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). B: Composición en elementos traza de los bordes de los fenocristales de clinopiroxeno (con zonado normal e inverso) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). A modo de comparación en ambos casos se muestra también el campo que definen los fenocristales con zonado normal.

superiores a las del condrito para las LREE y entre 3 y 140 veces para la mayoría de las HREE. La forma convexa que marcan las líneas, en todos los casos, a la altura de las LREE, estando los picos situados entre el Ce y el Nd, es una disposición que ha sido interpretada como propia de clinopiroxenos formados por un proceso de acumulación a partir de un fundido basáltico (Irving & Frey, 1984), aunque los clinopiroxenos de los lamprófidos son más ricos en REE que los presentados en este último trabajo (Figura II.22A). En todos los casos, los patrones de REE presentan un fraccionamiento desde el Nd hacia las HREE (que está menos marcado en los núcleos incoloros) y sólo interrumpido en el Eu en algunos casos (Figura II.23A). Tanto los núcleos verdes, como los de zonado normal y los bordes de los fenocristales, pueden mostrar una ligera anomalía, positiva o negativa, de Eu. Los núcleos incoloros, sin embargo, presentan una profunda anomalía negativa de Eu (Figura II.23A).

Los patrones de elementos traza normalizados al manto primitivo son muy similares en todos los casos, apreciándose cinco anomalías negativas bien marcadas: en Ba, K, Nb, Pb y Sr (Figuras II.22B, II.23B y II.24B). Los contenidos en elementos traza están, por lo general, entre 1 y 40 veces por encima de los del manto primitivo, con la excepción de los núcleos incoloros que pueden alcanzar valores de hasta 70 veces los del manto primitivo alrededor del Nd. No obstante, Ba, K y Nb poseen contenidos menores que los de dicho material de referencia.

El zonado de los fenocristales normales se traduce en un enriquecimiento hacia borde de la mayoría de los elementos traza (Sr, Ta, Nb, Zr, Y, V y REE) (Figura II.20). El de los fenocristales con núcleo incoloro se caracteriza por un incremento de la concentración de Sr y Nb (en menor medida también de Ta) hacia borde, y por una disminución muy clara en V, REE e Y (Figura II.21). Por su parte, los núcleos verdes presentan una zona intermedia (o borde 1) que se empobrece en la mayoría de los elementos traza, con la excepción del Sc, mientras que el borde más externo (borde 2) suele seguir el comportamiento contrario (se enriquece en la mayoría de los elementos traza, salvo en V).

Este zonado inverso complejo (descrito por Orejana & Villaseca, 2005) describe unas tendencias similares a las que se dan en ciertos fenocristales ligados a procesos de mezcla de magmas (Neumann et al., 1999), en los que una de las características fundamentales es, también, la presencia de núcleos ricos en Na y Fe caracterizados por elevados contenidos de REE e Y.

Tabla II.10. Composición de elementos traza de los fenocristales de anfíbol de los lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103473	103473	103473	103473	103473	103818	103818
	4	5	6	7	12	5	6
Ba	732	613	538	666	610	825	786
Rb	16.24	18.52	18.64	13.54	13.67	16.71	14.46
Sr	1152	1017	873	1134	1036	964	1000
Th	0.122	d.l.d.	d.l.d.	0.132	0.164	0.206	0.277
U	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.101	d.l.d.
Zr	198.5	126.8	72.74	120.4	123.5	102	81.39
Nb	125.4	61.81	40.49	70.27	58.89	81.46	59.71
Y	38.93	19.15	15.54	26.61	22.59	39.97	33.4
V	447	604	548	462	489	524	561
Ni	d.l.d.	68.86	149	78.17	32.28	139.9	136.5
Ta	5.60	3.36	2.34	3.28	3.27	3.50	2.62
Hf	5.91	4.16	2.34	3.36	4.25	4.14	3.58
Cr	d.l.d.	51.27	63.24	23.35	17.68	25.6	32.07
La	26.20	13.66	8.64	16.18	14.27	19.99	15.15
Ce	86.82	45.71	28.29	54.52	45.00	67.49	49.73
Pr	13.66	6.83	4.75	8.76	7.09	10.40	7.95
Nd	70.57	38.80	25.36	45.62	38.16	58.94	44.27
Sm	16.45	8.67	6.61	10.04	8.06	13.03	11.46
Eu	4.66	3.24	2.29	3.78	3.23	3.98	3.45
Gd	13.41	6.31	5.00	8.06	6.68	11.51	8.47
Tb	1.83	1.11	0.76	1.14	1.01	1.39	1.13
Dy	10.71	5.02	3.91	5.96	5.32	9.11	8.03
Ho	2.03	0.98	0.85	1.17	0.98	1.72	1.30
Er	4.48	1.81	1.63	2.55	2.64	3.53	4.19
Tm	0.57	0.36	0.34	0.32	0.25	0.67	0.45
Yb	4.20	1.46	1.85	2.30	1.97	3.31	2.61
Lu	0.48	0.27	0.21	0.34	0.17	0.39	0.40

d.l.d.: por debajo del límite de detección

II.2.2.2. Anfíbol

El anfíbol es un mineral que puede albergar en su estructura cantidades importantes de elementos traza en rocas básicas o ultrabásicas, siendo una fase fundamental en el control de la incorporación de ciertos elementos traza (p.e. Nb y Ta) durante los procesos de fusión en el manto (p.e. Ionov & Hofmann, 1995; Bottazzi et al., 1999).

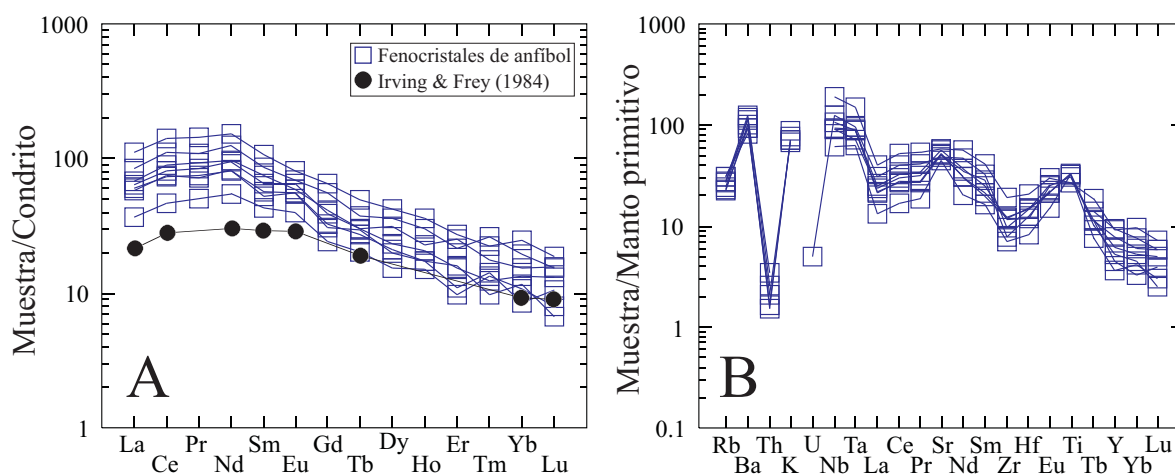


Figura II.25. A: Composición en REE de los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). Como se hizo para el piroxeno, se ha proyectado la composición de los megacristales de anfíbol interpretados por Irving & Frey (1984) como acumulados magmáticos formados a elevada presión a partir de un fundido de tipo basáltico. B: Composición en elementos traza de los fenocristales de anfíbol normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

Tabla II.11. Composición de elementos traza de los fenocristales de flogopita de los lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103473	103473	103473	103473	103818	103818	103818
	2	3	9	10	3	4	7
Ba	3769	5852	3264	3973	6000	6078	5862
Rb	356	297	293	307	291	284	289
Sr	194	256	221	251	253	288	207
Th	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.095	d.l.d.
U	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.063	d.l.d.	d.l.d.
Zr	9.322	10.38	8.836	10.81	7.372	8.514	10.87
Nb	15.42	15.87	15.26	17.04	16.73	20.79	50.51
Y	0.597	0.319	d.l.d.	0.138	0.147	d.l.d.	d.l.d.
V	499.3	536	504.3	517	651.1	649.5	620.7
Ni	212.7	172	150.5	158.7	196.1	65.07	176.3
Cr	351.5	543.6	202.8	98.09	157.5	146.6	124
Ta	1.118	0.973	0.992	1.117	1.045	1.024	2.207
Hf	0.264	0.27	0.249	0.297	0.336	0.385	0.495
La	0.273	d.l.d.	0.087	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.221
Ce	d.l.d.	0.054	d.l.d.	d.l.d.	0.156	d.l.d.	0.074
Pr	0.065	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.119	d.l.d.	d.l.d.
Nd	0.324	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Eu	0.211	0.147	0.115	0.157	0.321	0.206	0.314
Gd	0.773	0.886	0.542	d.l.d.	1.007	1.071	1.819
Tb	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.065	d.l.d.	d.l.d.
Dy	0.241	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.264	d.l.d.	d.l.d.
Ho	d.l.d.	d.l.d.	0.042	d.l.d.	0.09	d.l.d.	d.l.d.
Er	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Tm	0.044	d.l.d.	0.034	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Yb	d.l.d.	0.249	d.l.d.	0.245	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.

d.l.d.: por debajo del límite de detección

El diagrama de REE normalizado al condrito presenta un patrón similar al del clinopiroxeno: convexo, con el pico situado en el Nd, y fraccionado a lo largo de las HREE (Figura II.25A). Los contenidos de REE son, en general, entre 1.5 y 3 veces mayores en el anfíbol, con valores entre 60 y 150 veces los del condrito para las REE más incompatibles (La = 8.6-26.2 ppm; Ce = 28-87 ppm) y entre 6 y 20 veces para las más compatibles (Yb = 1.4-4.2 ppm; Lu = 0.17-0.5 ppm) (Tabla II.10). Estos datos muestran un mayor fraccionamiento del anfíbol, lo que se refleja en una relación $(La/Yb)_n$ más alta que la del clinopiroxeno (3.36 y 6.72). En algunas muestras se observa una ligera anomalía positiva de Eu.

Este espectro es similar (aunque más rico en todas las REE) al que presentan los anfíboles formados a elevada presión a partir de fundidos de tipo basáltico (Irving & Frey, 1984). En cuanto a su concentración, las REE de los fenocristales de anfíbol son muy similares a kaersutitas obtenidas de forma experimental a partir de basaltos alcalinos (Bottazzi et al., 1999), pero son menores que la que presentan otros fenocristales de kaersutitas de rocas de composición basanítica-fonolítica ($\Sigma REE \sim 700$ ppm; Neumann et al., 1999).

En cuanto al resto de elementos traza, poseen altos contenidos de LILE (sobre todo de Ba; 537-826 ppm), de Sr (> 1150 ppm) y de HFSE (principalmente de Nb y Ta, 40-126 ppm y 2.3-5.6 ppm, respectivamente; que conforman una característica anomalía positiva) (Tabla II.10). Estos elementos están presentes en concentraciones alrededor de 100 veces las del manto primitivo. Además, dan anomalía positiva en Ba, K, Sr, Eu y Ti, y negativa en Th, U y en Zr-Hf (Figura II.25B). Mientras que la mayoría de estos elementos poseen concentraciones similares o inferiores a las de otros fenocristales semejantes en rocas alcalinas, Sr y Ba destacan por su elevada concentración respecto a dichos minerales (Sr ~ 300-500

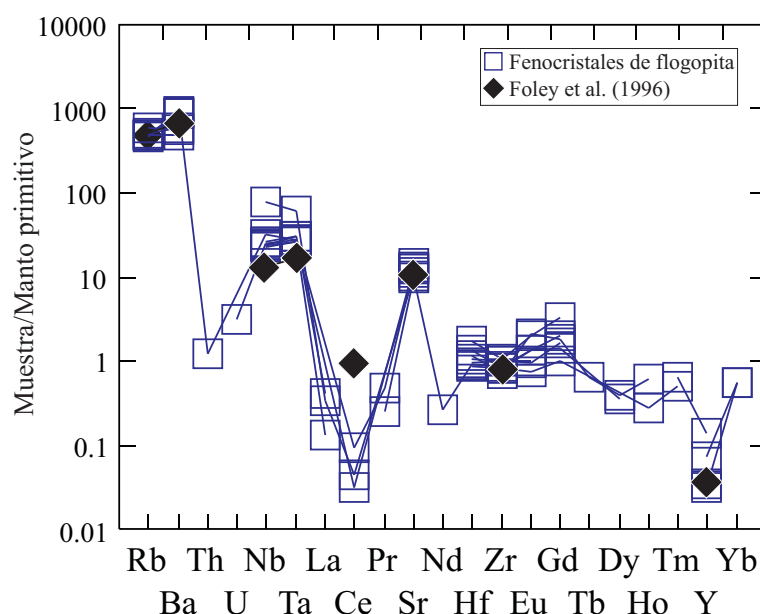


Figura II.26. Composición en elementos traza de los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). También se ha proyectado la composición media de las flogopitas presentes en rocas similares: lamprófidos alcalinos de tipo monchiquita (Foley et al., 1996).

ppm y Ba $\sim < 300$ ppm; LaTourrette et al., 1995; Neumann et al., 1999; Dalpé & Baker, 2000). Los anfíboles ricos en Ba han sido señalados como minerales diagnóstico de rocas lamprofídicas (Rock, 1991).

II.2.2.3. Flogopita

En general, las micas de rocas básicas suelen tener muy bajas concentraciones de REE debido a la ausencia en su estructura de posiciones cristalográficas donde puedan acomodarse (p.e. Schmidt et al., 1999). En los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos del SCE, las REE suelen presentarse en cantidades muy bajas, encontrándose parte de ellas, en muchas ocasiones, por debajo del límite de detección de los sistemas analíticos (Tabla II.11). El Gd es el elemento de las tierras raras presente en mayor cantidad (0.5-1.8 ppm), mientras que el resto no sobrepasan las 0.35 ppm. Esto contrasta con el marcado enriquecimiento de LREE respecto a HREE que se da en otros tipos de rocas lamprofídicas (minetas calcoalcalinas; Plá Cid et al., 2005).

Esta flogopita destaca, sin embargo, por los contenidos en Ba y Rb (3000-6000 ppm y 280-360 ppm, respectivamente), que son entre 500 y 1000 veces el valor para el manto primitivo, y en menor medida en Nb y Ta (15-50 ppm y 0.9-2.2 ppm, respectivamente), que son entre 30 y 80 veces el valor para el manto primitivo (Figura II.26). Estos cuatro elementos, junto con el Sr (cuyo valor es 10 veces el del manto primitivo) y el Eu y Gd entre las REE, dan lugar a anomalías positivas (Figura II.26). Por otro lado, el par Th-U, las LREE y el Y, dan lugar a anomalías negativas. Esta composición es, no obstante, muy similar a la que muestran fenocristales de flogopita analizados en otros lamprófidos alcalinos (tipo monchiquita; Foley et al., 1996; Figura II.26). La flogopita rica en Ba es un mineral característico de rocas lamprofídicas (Rock, 1991).

Tabla II.12. Composición de elementos traza de los fenocristales de apatito de los lamprófidos y diabasas del SCE

Mineral	Apatitos		Calcitas en ocelos		Núcleo de fenocristal de plagioclasa
Muestra	103471	103471	102131	102131	104395
	19	20	18	19	2
Ba	32.9	23.4	0.89	3.17	403
Rb	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	72.0
Sr	3528	2880	1806	1493	671
Th	7.72	11.2	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
U	2.51	3.02	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Pb	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	4.39
Zr	9.90	7.38	0.25	d.l.d.	d.l.d.
Hf	d.l.d.	d.l.d.	0.08	d.l.d.	d.l.d.
Nb	d.l.d.	0.40	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Y	273	178	3.10	0.47	0.50
Sc	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	4.84
V	d.l.d.	2.10	0.12	d.l.d.	2.45
Ni	115	87.2	27.2	45.9	s.a.
Cr	29.8	25.8	16.1	12.8	15.7
La	786	484	9.90	4.65	9.96
Ce	1568	927	11.6	4.60	13.9
Pr	183	109	1.14	0.39	1.20
Nd	739	443	4.02	0.69	3.89
Sm	116	71.3	0.51	0.56	d.l.d.
Eu	30.5	19.7	0.71	0.17	3.18
Gd	88.8	53.7	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Tb	11.7	7.42	0.09	d.l.d.	0.09
Dy	58.7	37.1	0.61	d.l.d.	d.l.d.
Ho	10.9	6.67	0.14	d.l.d.	d.l.d.
Er	26.2	17.0	0.22	d.l.d.	d.l.d.
Tm	3.10	2.31	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Yb	18.2	11.4	0.17	d.l.d.	d.l.d.
Lu	2.29	1.37	d.l.d.	0.04	d.l.d.

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

II.2.2.4. Apatito

Este mineral presenta elevados contenidos en elementos traza, fundamentalmente REE (Tabla II.12), que dan lugar a un patrón inclinado en un diagrama normalizado al condrito, fraccionado hacia las HREE, con valores de La entre 2000 y 4000 veces los del condrito y $(La/Yb)_n$ alrededor de 30 (Figura II.27A). Aparte de las REE, estos fenocristales de apatito poseen elevadas concentraciones de Th, U, Sr e Y (en su conjunto con valores entre 40 y 100 veces los del manto primitivo). Th e U dan lugar a una anomalía

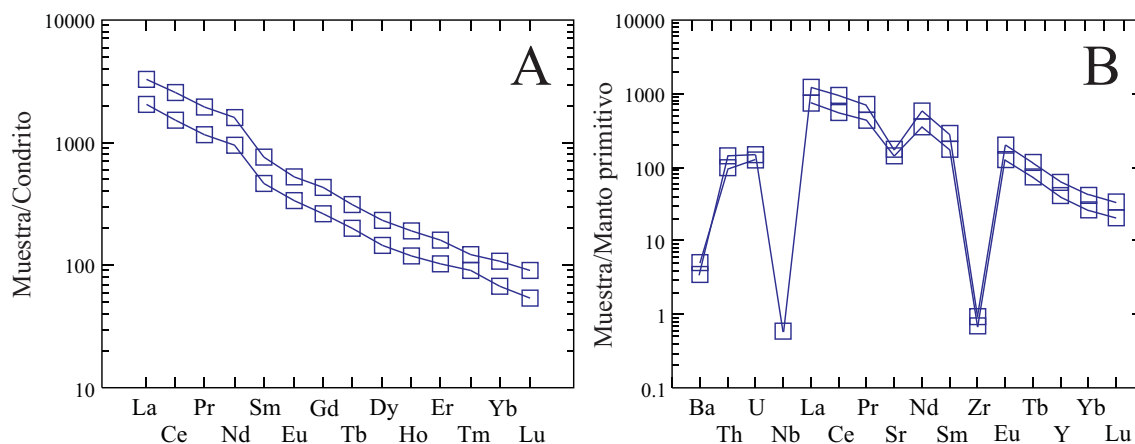


Figura II.27. A: Composición en REE de los fenocristales de apatito de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). B: Composición en elementos traza de los fenocristales de apatito normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

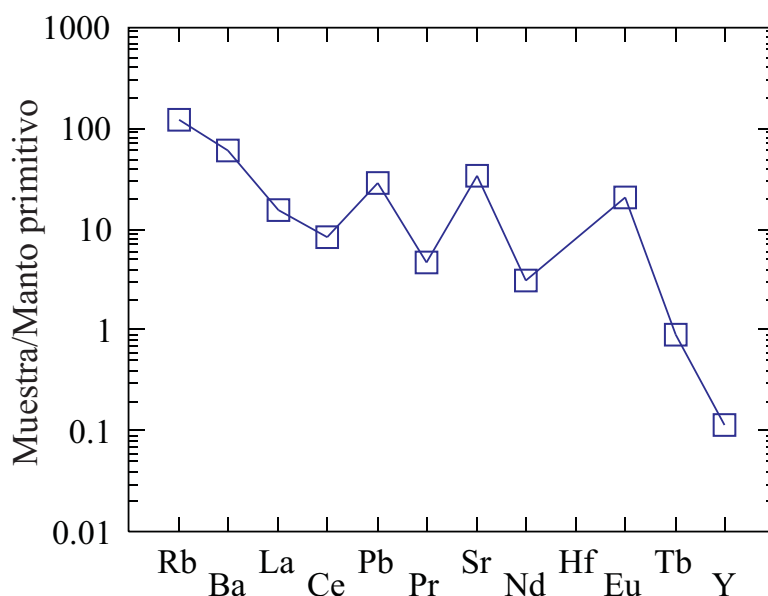


Figura II.28. Composición en elementos traza de un fenocristal de plagioclasa (del grupo de fenocristales de plagioclasa de menor contenido en molécula de An) de los diques de diabasas alcalinas del SCE normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995).

positiva en un diagrama normalizado, mientras que el Sr, pese a ser relativamente abundante, conforma una anomalía negativa entre el Pr y el Nd (Figura II.27A). Sendas anomalías negativas se observan también en el Nb, el Ba y el Zr (Figura II.27B).

La composición en elementos traza del apatito puede llegar a ser, en cualquier caso, muy heterogénea en función del tipo de roca a partir de la cual se haya formado, como pone de manifiesto el estudio de Belousova et al. (2002). Con respecto a los apatitos analizados en este trabajo, los fenocristales de los diques del SCE muestran una mayor semejanza con los formados a partir de rocas de tipo dolerita, carbonatita o con lherzolitas. Sin embargo, muestran grandes discrepancias con los apatitos de estas rocas en algunos elementos, principalmente en el Sr. Los fluorapatitos ricos en Sr son minerales típicos de rocas lampróficas (Rock, 1991).

II.2.2.5. Feldespato

Existe un único análisis de un fenocristal de plagioclasa de una diabasa, que corresponde con el conjunto de fenocristales cuyos núcleos poseen una composición de tipo Andesina (Tabla II.12). Su composición en elementos traza se caracteriza por un espectro de REE fraccionado en las LREE, anomalía positiva de Eu y valores muy bajos de HREE (no se han detectado en la mayoría de los casos) (Figura II.28). El resto de trazas se encuentra en bajas concentraciones, con la excepción de Ba (403 ppm), Rb (72 ppm) y Sr (670 ppm), que da lugar a anomalía positiva al proyectar la composición normalizada al manto primitivo (Figura II.28).

La concentración del Ba y el Sr del fenocristal de plagioclasa se encuentra dentro del rango de composiciones que se dan en plagioclasas formadas a partir de magmas básicos, pero destacan sus elevados contenidos en LREE, muy superiores a los encontrados en rocas básicas ígneas (p.e. La ~ 1-6 ppm y Ce ~ 2-8 ppm; Jang & Naslund, 2001; Halama et al., 2002). Como se mencionaba al hablar de la química de elementos mayores, estas plagioclasas podrían proceder de la disgregación de enclaves transportados por las diabasas (ver discusión de megacrístales de plagioclasa).

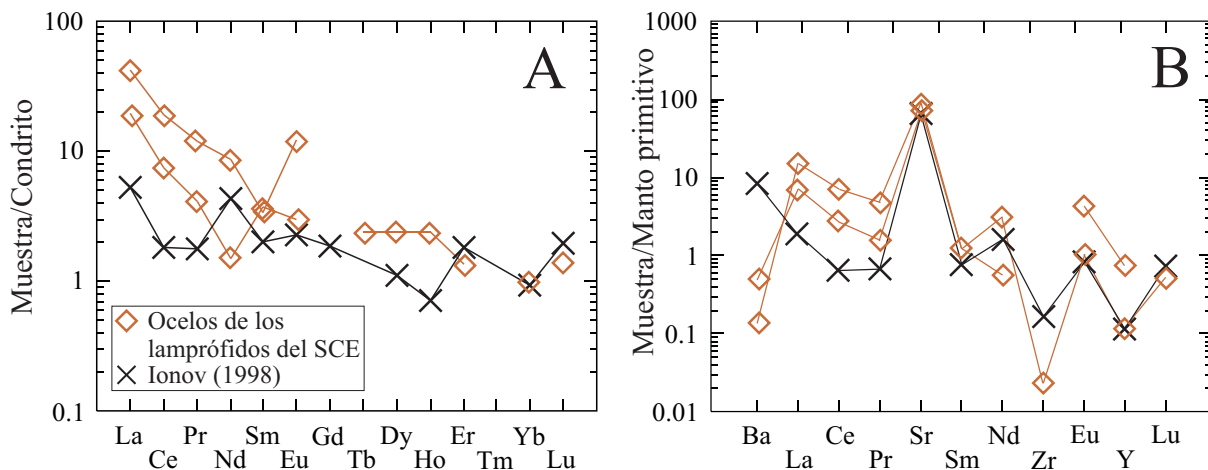


Figura II.29. A: Composición en REE de los carbonatos (en ocelos feldspáticos) de los diques de lamprófidos del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). B: Composición en elementos traza de los carbonatos (en ocelos feldspáticos) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). A modo de comparación se ha proyectado la composición media de calcita presente en el manto (Ionov, 1998).

II.2.2.6. Calcita

La calcita analizada corresponde con la presente en ocelos carbonáticos. Su composición se caracteriza por contenidos relativamente ricos en LREE (pueden llegar a superar las 27 ppm) y Sr (hasta 1800 ppm) y bajos en Ba (< 4 ppm) (Tabla II.12). Presentan un espectro de REE normalizado al condrito muy fraccionado en las LREE y algo menos a la altura de las HREE y anomalía positiva de Eu en algunos casos (Figura II.29A). El espectro normalizado al manto primitivo da lugar a una anomalía fuerte de Sr y La y negativa de Zr (Figura II.29B).

No conocemos datos de elementos traza de carbonatos presentes en lamprófidos (únicamente Sr y Ba como elementos menores). Las concentraciones en las que se encuentran estos dos últimos elementos en la calcita de los ocelos es relativamente elevada y coincide con el rango de valores que se han obtenido para lamprófidos de tendencia carbonatítica (Malpas et al., 1986; Beard et al., 1996; Vichi et al., 2005). Al comparar la composición de la calcita de los ocelos con calcitas de origen mantélico (Ionov, 1998), se puede apreciar cierta semejanza general, pese a que destacan las diferencia en cuanto al Ba (mucho más rico en el carbonato mantélico) y las REE (que aparecen en mayor porcentaje en la calcita de los ocelos de los diques del SCE, sobre todo las LREE) (Figura II.29).

Las anomalías en elementos traza de los diagramas normalizados al manto primitivo que muestran los fenocristales de los diques, deben estar relacionadas con el proceso de cristalización del fundido y el tipo de fases que co-precipitan durante el mismo. Así pues, las anomalías negativas en K y Sr que mostraban los fenocristales de clinopiroxeno, estarían en concordancia con la formación de anfíbol, en lugar de plagioclasa, puesto que presenta anomalía positiva de Sr y Eu. El anfíbol, además, controla la incorporación de Nb y Ta, mientras que el apatito lo hace con el Th y el U y la flogopita con el Ba y el Rb, de manera fundamental. Ninguna de estas cuatro fases muestra enriquecimiento en Zr y Hf, sino que algunas de ellas presentan anomalía negativa, lo que debe significar que estos elementos, o bien se han incorporado en alguna otra fase fenocristalina, o bien han permanecido en el fundido residual. Teniendo en cuenta que el resto de fases fenocristalinas son muy poco abundantes respecto a las descritas, Zr y Hf probablemente

se incorporarán a fases tardías incluidas en la matriz.

En este sentido, y tal y como se verá al hablar de la composición de roca total, los contenidos en algunos elementos traza de los principales minerales presentes en los diques, no son capaces de explicar la elevada concentración de dichos elementos en el fundido, como es el caso de Th, U, Zr, Hf, Y y HREE. Aparte de la presencia esporádica de monacita, resulta muy posible que existan otras fases minerales accesorias (zircón, xenotima, etc.) de pequeño tamaño que, aunque no han llegado a detectarse, deben proporcionar a la roca la parte de aquellos elementos traza que no se encuentran con suficiente abundancia dentro de los minerales fundamentales.

II.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

II.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES

La clasificación que empleamos aquí es la propuesta por Le Maitre et al. (2002) (Tabla I.1), de la que ya se habló en la introducción, y que está basada únicamente en las características petrográficas de estas rocas filonianas.

Los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se caracterizan por la presencia de fenocristales de clinopiroxeno, anfíbol, flogopita y olivino y el predominio, en general, del anfíbol sobre el resto de minerales máficos. Estas características nos permiten descartar entre los distintos tipos de lamprófidos definidos internacionalmente, quedando únicamente, los términos de sannaita, camptonita y monchiquita (grupo de los lamprófidos alcalinos). Al considerar la ausencia de vidrio, quedaría descartado el término de monchiquita. En función de cuál es el feldespato más abundante en la matriz, la plagioclasa o la ortosa, se diferencia entre camptonita y sannaita, respectivamente. En la mayoría de los casos, un estudio detallado al microscopio petrográfico de las muestras permite ver que la plagioclasa supera al feldespato alcalino en porcentaje, aunque en otros casos el tamaño de la matriz es demasiado pequeño como para distinguirlo con claridad.

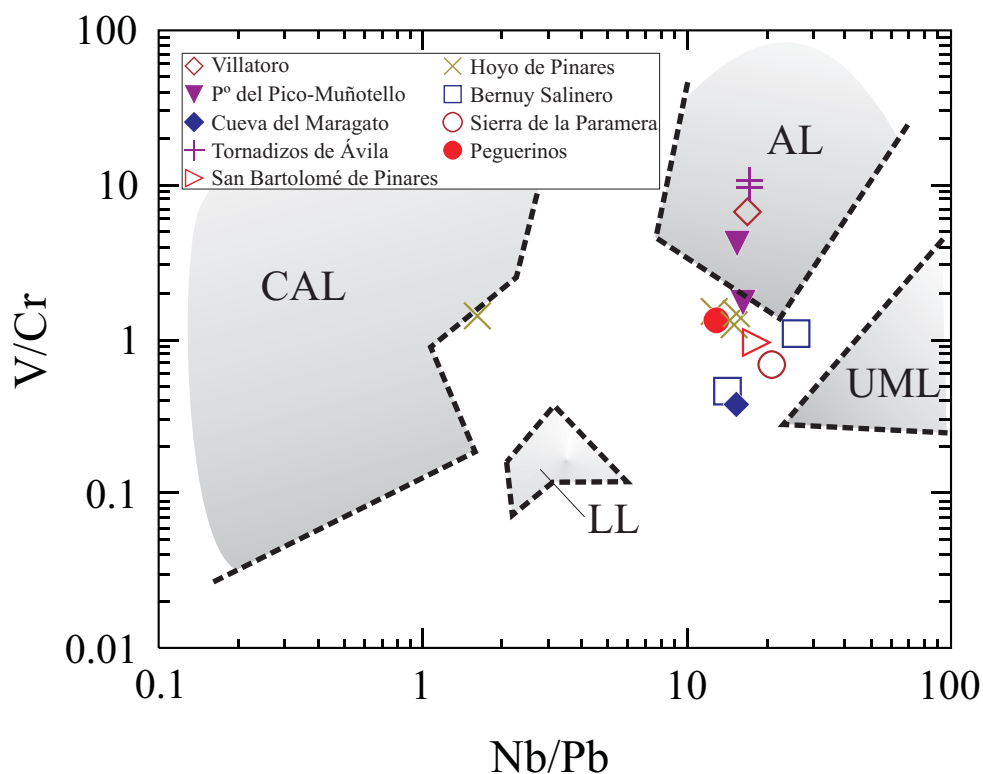


Figura II.30. Diagrama extraído de Rock (1987) en el que se ha proyectado la composición de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones V/Cr y Nb/Pb , que se aproxima, fundamentalmente al campo definido para el conjunto de los lamprófidos alcalinos. El dique de Hoyo de Pinares que se proyecta junto al campo de los lamprófidos calcoalcalinos posee una relación Nb/Pb muy baja debido a un contenido anómalo de Pb. CAL: lamprófidos calcoalcalinos, AL: lamprófidos alcalinos, UML: lamprófidos ultramáficos y LL: lamproitas.

Tabla II.13. Composición en elementos mayores y normativa (CIPW) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Enjambre	Puerto del Pico-Muñotello				Sierra de la Paramera			El Herradón-Casillas		
	Maragato	Muñotello	Puerto del Pico	Villatoro	Navandrial	San Bartolomé de Pinares	Bermuy Salinero (diabasas)			
Muestra	103811	103818	103681	103333A	76547	77753	U-37	81843	81839	
SiO ₂	43.84	44.91	44.82	47.44	42.62	41.20	42.72	46.28	43.94	
TiO ₂	3.09	3.71	3.72	3.47	2.47	2.75	1.98	1.43	2.30	
Al ₂ O ₃	10.34	13.98	15.72	15.23	14.40	13.28	15.21	16.16	15.98	
Fe ₂ O ₃	10.14	11.44	11.18	11.32	3.18	12.33	12.33	10.56	12.34	
FeO	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	7.32	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	
MnO	0.13	0.17	0.16	0.15	0.17	0.16	0.19	0.19	0.19	
MgO	12.22	7.63	6.04	6.07	10.78	11.05	6.88	5.74	5.74	
CaO	12.91	7.91	6.82	5.52	9.81	10.24	9.01	7.62	8.49	
Na ₂ O	1.31	2.30	2.83	2.89	2.09	1.18	3.54	3.01	3.14	
K ₂ O	1.69	3.59	3.90	3.77	2.58	3.52	1.67	2.79	2.98	
P ₂ O ₅	0.28	0.43	0.38	0.43	0.51	0.58	0.77	0.57	1.00	
LOI	3.99	3.53	4.50	3.69	3.70	3.31	5.37	5.67	3.31	
Total	99.94	99.60	100.07	99.98	99.63	99.60	99.67	100.02	99.41	
Mg#	0.70	0.57	0.52	0.51	0.65	0.64	0.53	0.52	0.48	
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
Or	10.4	22.1	24.1	23.2	15.9	19.6	10.5	17.5	19.4	
Ab	8.2	16.5	17.4	25.4	4.1	0.0	21.0	27.0	17.1	
An	18.0	17.9	19.5	18.1	23.2	21.3	21.9	23.6	22.8	
Ne	1.8	2.1	4.1	0.0	7.7	5.6	5.8	0.0	6.5	
Lc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	
Di	36.6	15.8	10.6	6.0	19.5	21.7	16.1	10.0	9.8	
Hy	0.0	0.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	
Ol	10.4	8.8	7.6	4.9	18.7	13.0	7.5	6.8	12.4	
Mt	0.4	0.6	0.6	0.5	4.8	0.5	0.7	0.7	4.9	
Hm	10.3	11.5	11.3	11.4	0.0	12.4	12.6	10.7	0.0	
Il	0.0	0.0	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	0.0	4.9	
Ap	0.6	1.0	0.9	1.0	1.2	1.3	1.8	1.3	2.4	
Total	96.8	96.1	96.1	96.4	100.0	97.1	97.9	98.5	100.0	
Términos finales de la clasificación QAPF										
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
A	27.1	37.8	37.0	34.8	31.2	42.2	17.7	25.7	29.4	
P	68.1	58.7	56.6	65.2	53.6	45.8	72.5	74.3	60.7	
F	4.8	3.5		0.0	15.2	12.1	9.8	0.0	9.9	
s.a.: sin analizar										

Tabla II.13 (continuación). Composición en elementos mayores y normativa (CIPW) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Enjambre	Eje de fracturación del río Cofio									
	El Herradón-Casillas					Hoyo de Pinares				
	Tornadizos de Ávila					Hoyo de Pinares				
Dique										
Muestra	80318	103474	103473	103673	76543	78846	103674	76542	78850	81938
SiO ₂	43.59	45.37	45.66	43.57	43.43	42.38	43.62	43.40	44.29	46.96
TiO ₂	4.09	3.68	3.61	2.46	3.41	3.56	3.36	3.27	3.16	1.86
Al ₂ O ₃	16.17	16.49	16.68	14.18	14.26	15.70	15.21	15.29	15.58	16.81
Fe ₂ O ₃	12.23	12.42	12.39	11.62	11.92	4.02	11.82	11.66	11.08	11.83
FeO	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	6.91	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.
MnO	0.12	0.13	0.12	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15	0.17	0.15
MgO	5.83	5.37	4.91	8.44	7.94	7.52	7.00	6.69	5.83	4.50
CaO	5.95	5.89	5.07	10.13	9.80	8.47	8.57	8.45	7.85	5.95
Na ₂ O	1.60	3.17	2.97	2.40	2.50	3.17	2.66	2.83	2.51	3.13
K ₂ O	4.26	3.86	4.39	2.48	2.92	3.67	3.10	3.16	4.71	2.58
P ₂ O ₅	0.75	0.74	0.78	0.43	0.56	1.00	0.53	0.54	0.42	0.61
LOI	4.22	2.92	3.58	3.51	3.52	3.19	4.00	4.57	4.43	5.28
Total	98.81	100.04	100.16	99.37	100.42	99.73	100.02	100.01	100.03	99.66
Mg#	0.49	0.46	0.44	0.59	0.57	0.56	0.54	0.53	0.51	0.43
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4
Or	26.6	23.5	26.9	15.3	17.8	22.5	19.1	19.6	29.1	16.2
Ab	14.3	23.1	24.2	12.3	10.6	4.7	14.5	14.0	7.6	28.0
An	25.7	19.9	19.8	21.4	19.6	18.4	21.2	20.6	18.1	25.6
Ne	0.0	2.4	1.0	4.8	6.1	12.5	4.8	6.0	7.9	0.0
Lc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Di	0.7	4.5	1.2	22.1	21.1	15.1	15.4	15.6	15.6	1.5
Hy	10.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.2
Ol	3.5	8.2	8.5	8.3	7.5	11.5	7.8	7.2	5.6	0.0
Mt	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	6.0	0.5	0.5	0.6	0.5
Hm	12.6	12.5	12.6	11.8	11.9	0.0	12.0	11.9	11.2	12.2
Il	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ap	1.7	1.7	1.8	1.0	1.3	2.3	1.2	1.2	1.0	1.4
Total	95.7	96.2	96.3	97.4	96.5	100.0	96.5	96.6	96.7	98.0
Términos finales de la clasificación QAPF										
Q	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
A	40.0	34.1	37.4	28.4	32.9	38.7	32.0	32.6	46.5	22.7
P	60.0	62.4	61.2	62.7	55.9	39.7	59.9	57.5	41.0	75.0
F	0.0	3.5	1.4	8.9	11.2	21.5	8.1	9.9	12.6	0.0

s.a.: sin analizar

En la figura II.30 se ha representado un diagrama discriminatorio en el que se proyecta la composición en trazas (V/Cr vs Nb/Pb) de los diques y donde se han dibujado los campos definidos por Rock (1987) para los grupos de lamprófidos ultramáficos, lamprófidos alcalinos, lamprófidos calcoalcalinos y lamproitas. El trazado de los límites entre campos está basado únicamente en la proyección de un gran número de datos de distintos tipos de lamprófidos y de lamproitas de todo el mundo y, en el caso de los elementos mayores, no hay una clara separación entre algunos de ellos. No obstante, se puede apreciar que todas las muestras de los diques de lamprófidos del SCE caen dentro o próximos al campo de lamprófidos alcalinos en todos los diagramas, tanto de elementos mayores como de trazas (Figuras II.30 y II.31).

En la Figura II.31 hemos representado la composición normativa de los diques de lamprófidos (Tabla II.13), incluyendo también las diabasas (pese a que estrictamente no se clasificarían junto con los primeros). Hemos proyectado los datos en el diagrama de clasificación de rocas ígneas QAPF (Streckeisen, 1973), en el que se han representado, en la figura II.31A, los campos de lamprófidos que corresponderían, basándose en las indicaciones sobre la abundancia de los constituyentes de color claro dadas por Le Maitre et al. (2002), con los términos sannaita, camptonita y monchiquita, y en la figura II.31B los términos de la clasificación de Streckeisen (1973). Casi todas las muestras son *Ne* normativas y únicamente una diabasa de Peguerinos (81938) resulta *Q* normativa. Como se puede apreciar en la figura II.31A, los lamprófidos caen dentro del campo de las camptonitas, con la única excepción de una muestra que se encuentra en el campo de la sannaita.

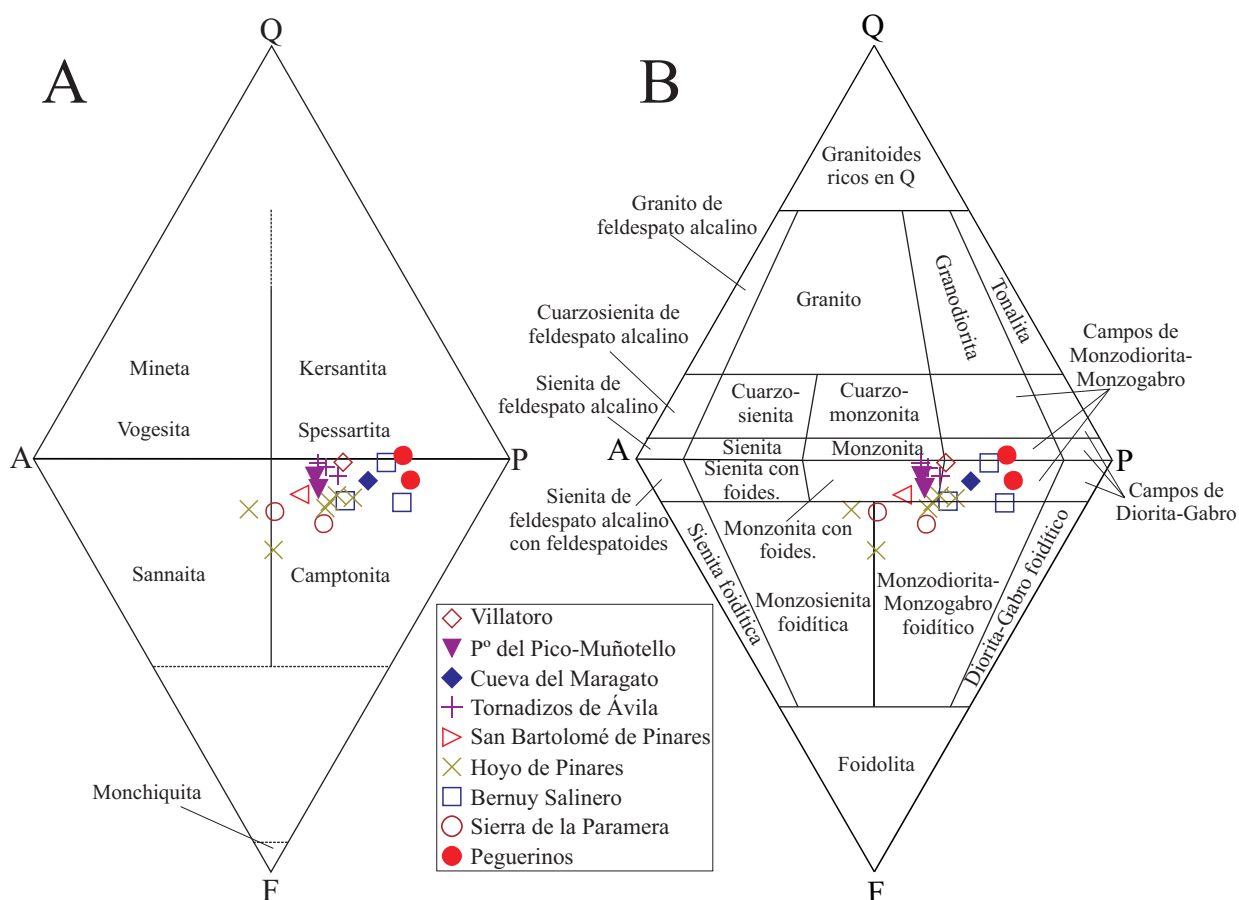


Figura II.31. Diagrama de clasificación de rocas ígneas QAPF de Streckeisen (1973), en el que se ha proyectado la composición normativa (CIPW) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A: Diagrama QAPF en el que se han representado campos correspondientes a los distintos tipos de lamprófidos siguiendo los criterios de la clasificación de Le Maitre et al. (2002). B: Diagrama QAPF con los campos de la clasificación de rocas plutónicas.

Teniendo en cuenta esta composición modal y su proyección en el diagrama QAPF, los campos de clasificación a los que se podrían asimilar estos diques, adoptando la terminología plutónica, serían los de monzogabro con feldespatoides, monzogabro foidítico, monzonita con feldespatoides y monzonita foidítica.

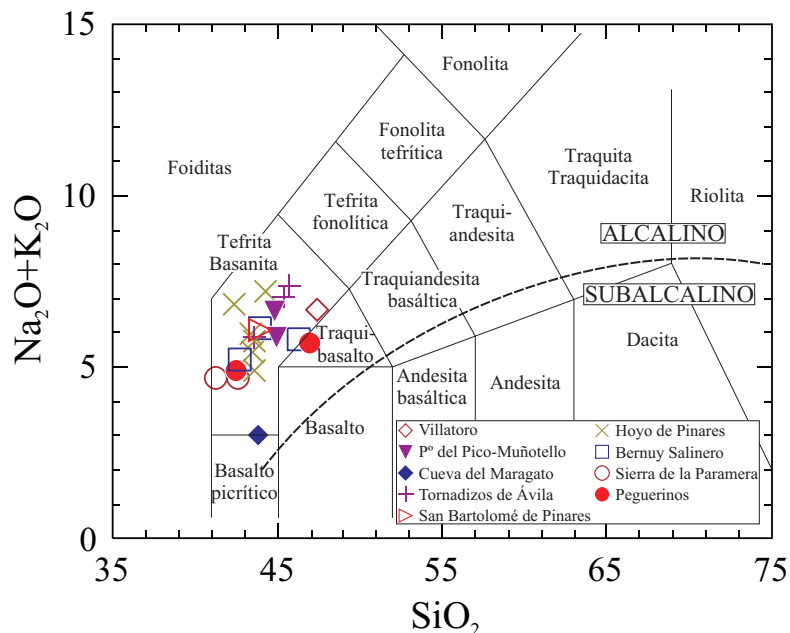


Figura II.32. Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas (Le Bas et al., 1986) en el que se ha proyectado la composición en álcalis y sílice de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Queda claramente de manifiesto el marcado carácter alcalino de la totalidad de los diques, que composicionalmente podrían asimilarse a rocas de tipo basanita.

II.3.2. ELEMENTOS MAYORES

La composición de elementos mayores de los diques de lamprófidos y diabasas es muy heterogénea (Tabla II.13). Los datos previos de química de roca total obtenidos por otros autores (Bea et al., 1999; Perini et al., 2004a) para este grupo de diques son similares a los que aquí se muestran, pero no incluyen muestras de los diques sódicos o los ricos en K-Ti (dique de Tornadizos de Ávila), por lo que no se han incluido en los gráficos de esta sección.

Atendiendo al contenido en SiO_2 (41.2-47.5%), los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se clasificarían como rocas ultrabásicas (la mayor parte) o básicas. Al representar su composición en

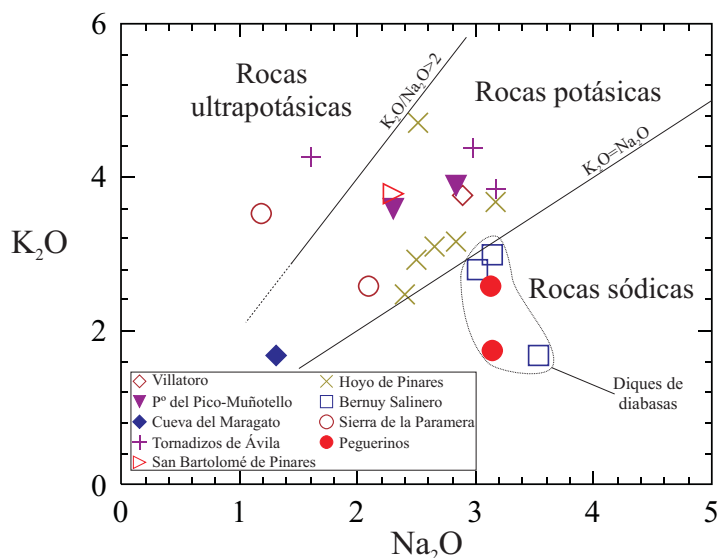


Figura II.33. Diagrama de K contra Na en el que se ha proyectado la composición de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Se han dibujado, también, las líneas que separan los campos correspondientes con rocas sódicas, potásicas y ultrapotásicas, estas últimas según los criterios de Foley et al. (1987).

el diagrama TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) extraído de Le Bas et al. (1986), queda de manifiesto el carácter alcalino de todas ellas, proyectándose la gran mayoría de las muestras en el área definido para la tefritabasanita (Figura II.32), a lo que hay que añadir su elevado contenido en TiO_2 (1.4-4.1%) y P_2O_5 (0.28-1%) (Tabla II.13).

Según el contenido en Na y K podemos establecer, también, el carácter sódico o potásico de los diques. El criterio más extendido para diferenciar rocas potásicas de sódicas es la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, que cuando es mayor de uno caracteriza a las rocas potásicas (Le Bas et al., 1986; Le Maitre et al., 2002). Junto a esto, también se suele considerar que el contenido en K_2O sea superior al 2-3% (Gupta & Fyfe, 2003; Le Maitre et al., 2002). Parte de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se caracterizan por presentar un contenido en K_2O superior al de Na_2O , por lo que, teniendo en cuenta la anterior norma, estos diques podrían calificarse como potásicos, obviando que algunos de ellos poseen contenidos de K_2O inferiores al 2% (Figura II.33); por otro lado habría un pequeño grupo compuesto por cinco muestras en las que el Na_2O es más abundante que el K_2O , por lo que podrían clasificarse como sódicas. Dentro de este último grupo estarían incluidas todas las diabasas (diques de Peguerinos y Bernuy Salinero), mientras que los lamprófidos s.s. serían todos potásicos, característica que con mucha frecuencia se da en los lamprófidos

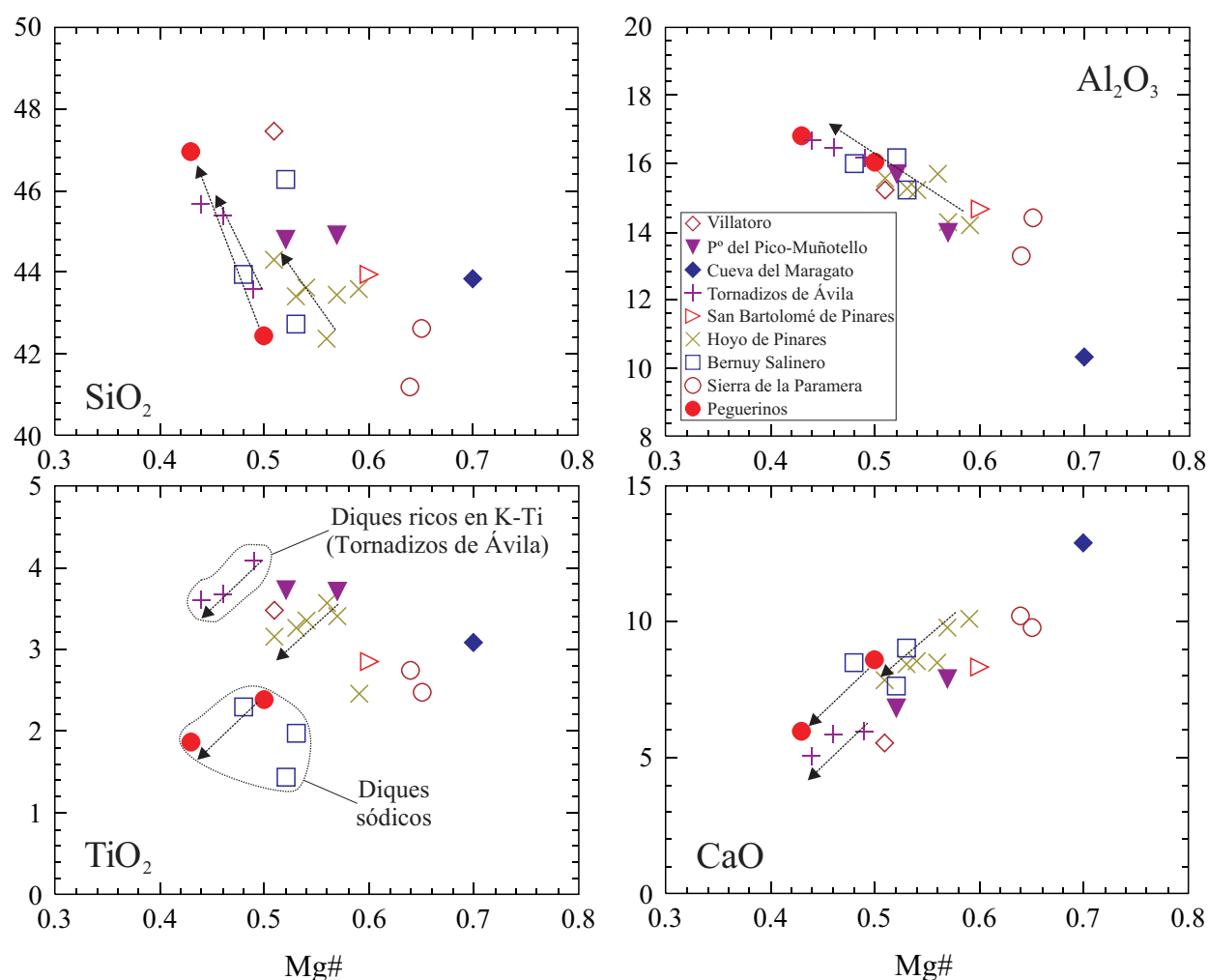


Figura II.34. Composición en elementos mayores de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Las flechas señalan la tendencia de evolución de la composición de varios diques; por ejemplo, el contenido en Ti de los diques de Tornadizos de Ávila, Hoyo de Pinares y Peguerinos se empobrece ligeramente a medida que disminuye la relación Mg/Fe. Puede apreciarse que la composición de los diques sódicos (diabasas) es claramente diferente de la del resto de diques (lamprófidos) en cuanto a Ti y K. A su vez, también las muestras del dique de Tornadizos de Ávila se desmarcan del resto de rocas por su contenido en Ti, K y Mn.

alcalinos (Rock, 1991). En dos de las muestras la relación K_2O/Na_2O es superior a 2, condición empleada normalmente para clasificar una roca como ultrapotásica (Foley et al., 1987; Le Maitre et al., 2002), pero casi todos los diques de lamprófidos y diabasas del SCE están por debajo de este valor (Figura II.33).

Cabe destacar el bajo contenido de MgO (4.5-12.2%), que en la mayoría de las muestras no supera el 8.5%, y el valor del $Mg\#$ de los diques, que transita entre 0.43 y 0.7 (Tabla II.13). Al tomar este valor como índice de referencia en diagramas binarios de tipo Harker, observamos que existe una tendencia de variación composicional que parece indicar un proceso de fraccionamiento (Figura II.34). No obstante, dada la posibilidad de que los diques se hayan formado como consecuencia de más de un pulso magmático, para poder estudiar las tendencias de variación nos fijaremos separadamente en las muestras pertenecientes a un mismo dique, tal y como se diferenciaron al comienzo del apartado de petrografía.

En las figuras II.34 y II.35 se han dibujado flechas que marcan la tendencia de variación para distintos diques. De este modo, se puede apreciar que para todos los diques, a medida que disminuye el $Mg\#$, aumenta el contenido en SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Na_2O y K_2O , y disminuyen los de MgO , CaO y TiO_2 (Figura II.34). Si considerásemos todos los diques como pertenecientes a un único evento, éstos representarían un aumento de Ti , mientras que al tomar cada dique por separado, se ve que representan magmas con una composición inicial ligeramente diferente, pero que muestran una misma tendencia.

A grandes rasgos, se pueden diferenciar cuatro grandes grupos de diques en base a la composición de elementos mayores: 1) diques sódicos (diabasas), pobres en Ti (Bernuy Salinero y Peguerinos), 2) diques

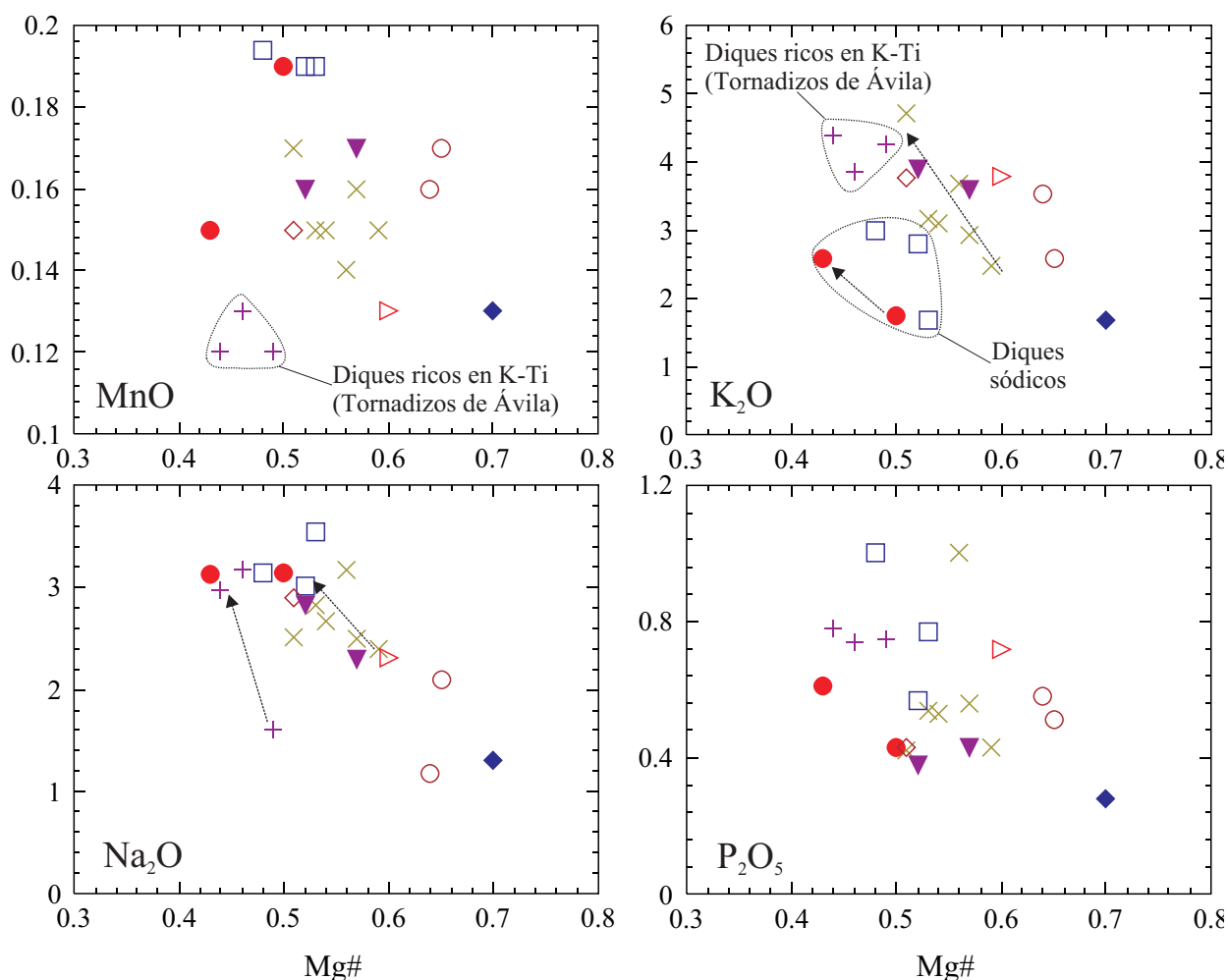


Figura II.34 (continuación). Composición en elementos mayores de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

Tabla II.14. Análisis de roca total (elementos traza) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Enjambre	Puerto del Pico-Muñotello			Sierra de la Paramera		El Herradón-Casillas	
	Maragato	Muñotello	Puerto del Pico	Villatoro	Navandrina	San Bartolomé de Pinares	Embalse del Burguillo - Bernuy Salinero
Muestra	103811	103818	103681	103333(A)	76547	77753	U-37
Ba	1353	1429	1083	1078	968	854	505
Rb	48.9	107	145	113	46	116	75
Cs	4.31	1.51	3.75	2.11	s.a.	s.a.	s.a.
Sr	514	631	705	591	536	585	619
Pb	2.96	4.54	5.19	5.1	s.a.	3.28	s.a.
Th	2.65	5.17	4.98	5.96	s.a.	5	8
U	0.64	1.03	1.12	1.55	s.a.	s.a.	s.a.
Zr	177	241	274	283	112	167	185
Nb	45.7	74.7	79.3	86.6	s.a.	69	85
Y	42.5	24.2	25.6	26.8	31	25	32
Sc	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	34	23.7
Co	47.2	36.2	31.5	30	s.a.	48	29
V	288	321	296	354	s.a.	280	190
Ni	103	55.8	27	18.6	165	176	86
Cr	767	183	66.4	52.4	s.a.	415	245
Cu	25.3	44.9	21.6	39.4	s.a.	80	59
Zn	75.8	102	112	116	s.a.	83	72
Ga	15.9	20.4	20.9	21.6	10	22	21
Ta	3.81	6.14	6.57	6.62	s.a.	s.a.	s.a.
Hf	4.76	6.05	6.30	6.76	s.a.	s.a.	s.a.
La	29.1	40.9	43.6	53.2	50.0	39.7	53.8
Ce	54.4	84.3	85.5	108.0	56.0	69.7	94.6
Pr	7.8	10.1	10.4	12.9	s.a.	s.a.	s.a.
Nd	33.2	39.6	40.8	49.3	s.a.	34.1	39.8
Sm	7.07	7.37	7.62	8.49	s.a.	7.52	8.02
Eu	2.07	2.11	2.43	2.60	s.a.	2.27	2.52
Gd	7.31	6.02	6.31	7.04	s.a.	6.56	7.05
Tb	1.01	0.86	0.92	0.98	s.a.	s.a.	s.a.
Dy	5.56	4.72	4.84	5.39	s.a.	4.90	5.86
Ho	1.10	0.85	0.88	1.03	s.a.	s.a.	s.a.
Er	2.91	2.28	2.33	2.51	s.a.	2.39	3.49
Tm	0.37	0.32	0.34	0.34	s.a.	s.a.	s.a.
Yb	2.17	2.08	2.19	2.40	s.a.	1.84	2.77
Lu	0.32	0.32	0.34	0.36	s.a.	0.22	0.36

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

Tabla II.14 (continuación). Análisis de roca total (elementos traza) de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Enjambre	El Herradón-Casillas				Eje de fracturación del río Cofio							
	Tornadizos de Ávila				Hoyo de pinares				Peguerinos			
Dique												
Muestra	80318	103474	103473		103673	76543	78846	103674	76542	78850	81938	101892
Ba	1021	1203	2475		809	769	1157	963	818	1194	576	616
Rb	132	105	137		62.9	80	74	91.4	90.7	116	54	56.5
Cs	s.a.	3.68	5.5		6.51	s.a.	s.a.	8.44	7.84	3.86	s.a.	56.1
Sr	781	923	803		716	776	987	880	814	989	633	1387
Pb	s.a.	6.24	6.4		4.06	s.a.	s.a.	5.34	6.07	49	s.a.	3.81
Th	6	6.25	6.21		4.04	6	d.l.d.	5.26	4.8	5.35	5	4.01
U	s.a.	1.63	1.75		0.97	s.a.	s.a.	1.19	1.25	1.4	s.a.	1.02
Zr	329	355	367		210	215	182	263	246	290	214	174
Nb	110	107	110		61.6	69	s.a.	81.5	77.7	79.1	59	49.1
Y	43	54.2	66.2		23.7	24	25	24.6	23.3	22.2	30	27
Sc	31	s.a.	s.a.		s.a.	33.9	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	16.29	s.a.
Co	32	36.7	34.1		41.2	37	s.a.	43	40.1	34.5	17	36
V	420	384	377		323	342	s.a.	329	322	240	111	159
Ni	40	25	22.5		82.3	90	58	77.2	72.2	55.6	49	53.5
Cr	60	40.6	35.4		258	285	s.a.	227	213	167	214	118
Cu	44	30.5	28.7		42.6	51	s.a.	40.3	39.8	37.1	45	37.9
Zn	90	107	110		91.9	78	s.a.	106	98.4	156	69	75.1
Ga	27	22.2	22.5		17.7	25	11	20.4	19.7	21	20	16.5
Ta	s.a.	8.69	8.87		4.99	s.a.	s.a.	6.34	6.45	7.01	s.a.	3.52
Hf	s.a.	7.99	7.61		5.16	s.a.	s.a.	5.85	5.74	6.50	s.a.	3.83
La	96.0	69.3	82.3		34.4	38.6	70.0	44.0	42.9	43.5	40.4	55.3
Ce	118.5	128.0	137.0		71.3	72.2	92.0	92.1	84.9	87.7	71.6	104.0
Pr	s.a.	17.8	21.3		8.4	s.a.	s.a.	10.4	10.2	10.3	s.a.	11.3
Nd	74.2	72.3	84.4		36.5	37.7	s.a.	42.9	39.1	40.2	31.7	42.2
Sm	14.91	13.40	16.90		7.00	7.83	s.a.	7.45	7.04	7.75	6.91	7.65
Eu	3.56	3.93	4.64		2.29	2.32	s.a.	2.43	2.32	2.52	2.19	2.44
Gd	11.37	11.90	14.60		6.61	6.38	s.a.	6.54	6.14	6.58	6.06	6.65
Tb	s.a.	1.73	2.11		0.86	s.a.	s.a.	0.94	0.90	0.90	s.a.	0.93
Dy	8.57	9.31	11.90		4.56	4.86	s.a.	4.76	4.68	5.00	5.27	5.16
Ho	s.a.	1.90	2.44		0.84	s.a.	s.a.	0.89	0.86	0.80	s.a.	0.97
Er	3.89	4.56	5.85		2.22	2.53	s.a.	2.33	2.10	2.07	3.37	2.56
Tm	s.a.	0.61	0.79		0.31	s.a.	s.a.	0.32	0.32	0.30	s.a.	0.38
Yb	2.96	3.86	5.25		2.03	1.84	s.a.	2.11	1.92	1.74	2.54	2.42
Lu	0.35	0.57	0.77		0.29	0.22	s.a.	0.33	0.30	0.28	0.33	0.38

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

ricos en K y Ti (Tornadizos de Ávila), 3) el dique rico en Mg de Maragato y 4) el resto de diques (que llamaremos grupo principal de lamprófidos) (Villatoro, Puerto del Pico-Muñotello, Sierra de la Paramera, San Bartolomé de Pinares y Hoyo de Pinares).

II.3.3. ELEMENTOS TRAZA

El elevado contenido en elementos traza incompatibles es una característica típica de los basaltos alcalinos. La composición de elementos traza de los lamprófidos alcalinos es, a rasgos generales, similar a

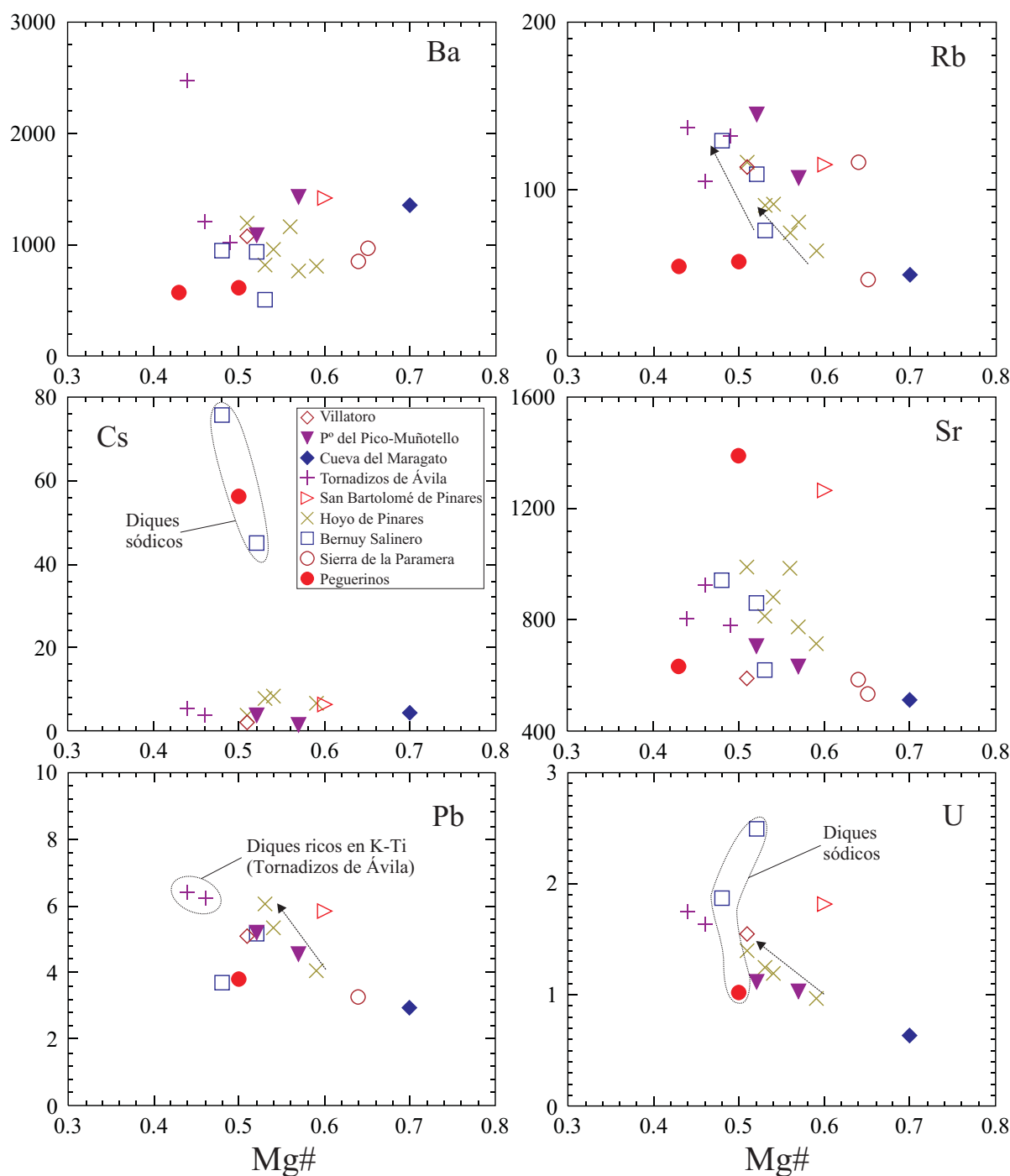


Figura II.35. Composición en elementos traza de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Como se hizo para los elementos mayores, se han señalado las muestras de los diques sódicos y del dique de Tornadizos de Ávila por presentar ciertas diferencias composicionales respecto al conjunto de diques.

la de un basalto alcalino típico, pero enriquecida en un factor entre 1.5 y 2 según propone Rock (1991).

En su conjunto, la química de elementos traza de los lamprófidos y diabasas del SCE se caracteriza por sus elevados contenidos en elementos incompatibles (LREE, Rb y Ba entre otros) (Tabla II.14). No obstante, la heterogeneidad composicional que se pone de manifiesto en el contenido de elementos mayores, es también patente en los elementos traza, y permite, además, establecer diferencias dentro del grupo principal de lamprófidos.

Utilizando el valor del Mg# de las muestras como índice de diferenciación, hemos proyectado los contenidos (en ppm) de algunos de los elementos más representativos en diagramas binarios para estudiar la evolución que sigue la composición de los diques (Figura II.35). Como ocurría con los elementos mayores,

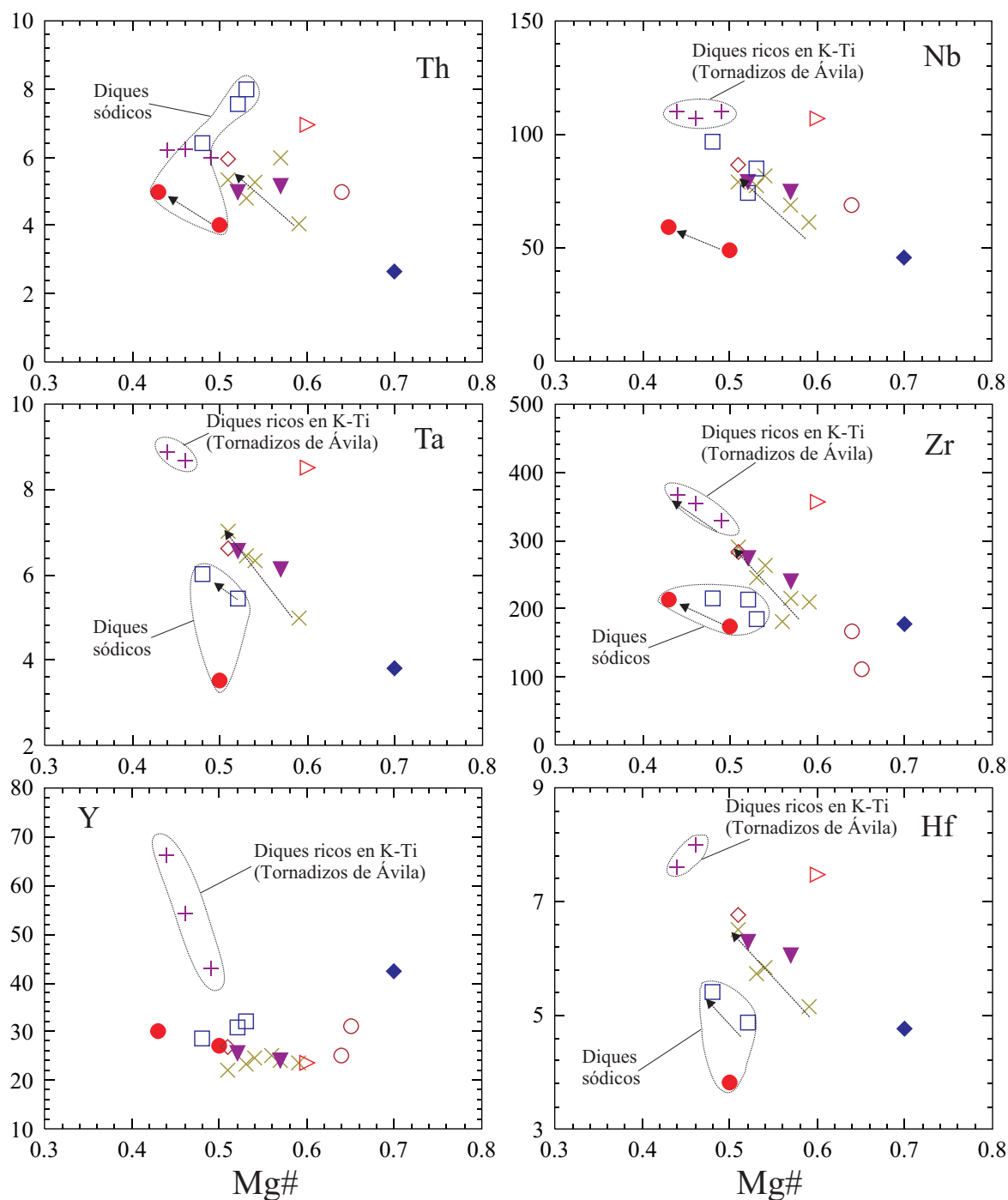


Figura II.35 (continuación). Composición en elementos traza de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

observamos una tendencia general de variación (que no siempre se puede apreciar en todos los grupos de diques), caracterizada por un incremento de Rb, LREE, U, Th, Pb, Zr, Hf, Nb y Ta y una disminución de Co, V, Cr, y Ni, a medida que baja el valor de Mg# de la roca (Figura II.35).

Los diques sódicos (sobre todo los de Bernuy Salinero) marcan una cierta diferencia, caracterizada por presentar contenidos menores de V, Ta, Zr y Hf y mucho mayores de Cs, Th y U.

Los diques ricos en K y Ti de Tornadizos de Ávila, se diferencian del resto, también, por su elevado contenido de Pb, Zr, Hf, Nb, Ta, V y, sobre todo, en Y y REE (particularmente las HREE). En este último caso la concentración de dichos elementos puede llegar a duplicar la del resto de diques (Figura II.35).

El dique de la Cueva del Maragato (103811) suele mostrar bajos contenidos en la mayoría de los

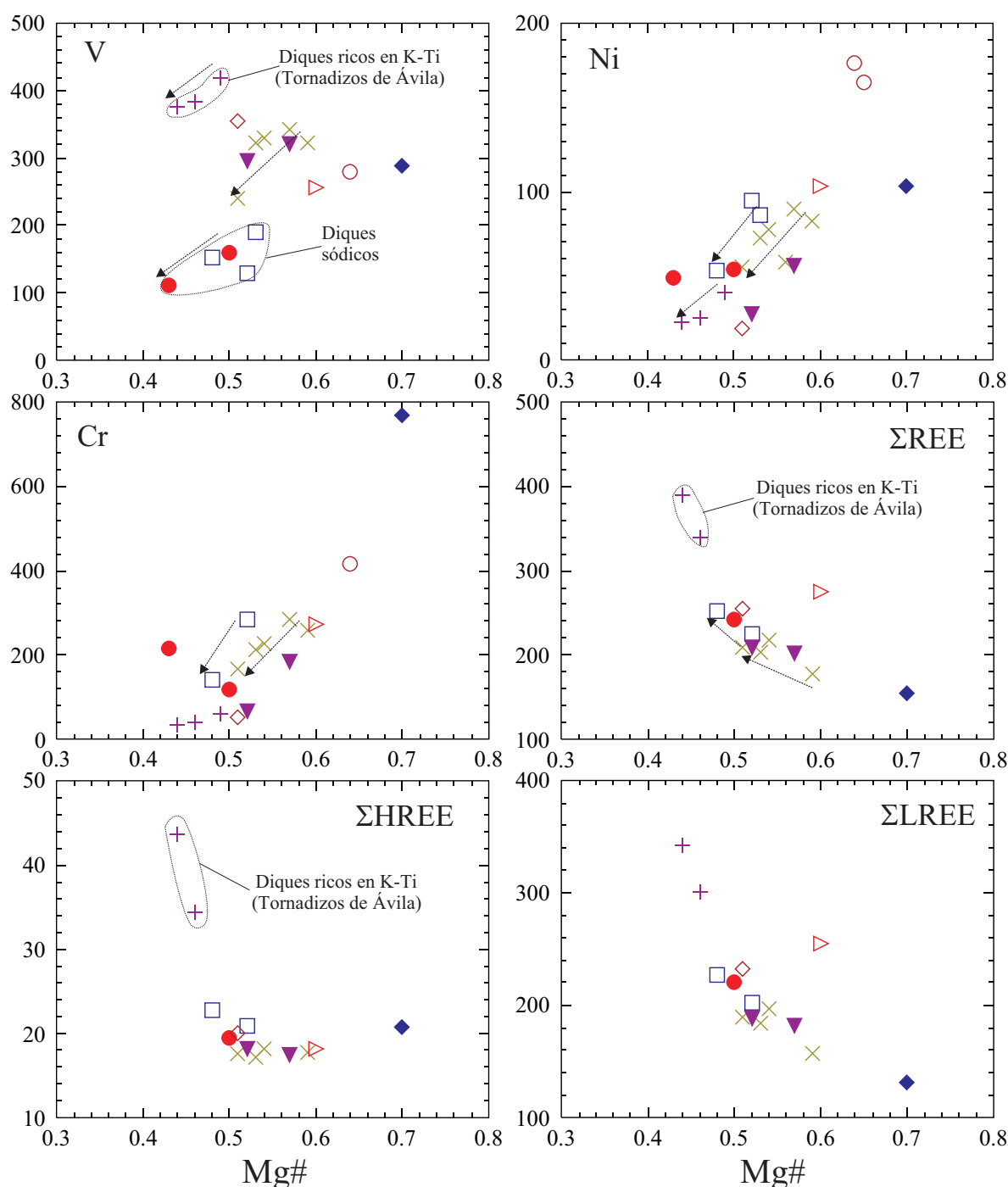


Figura II.35 (continuación). Composición en elementos traza de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

elementos más incompatibles (a excepción del Ba), notándose esto especialmente en los contenidos de Th, U, Sr, Pb, Nb, Ta y LREE; mientras que muestra un característico enriquecimiento en Y y Cr y un contenido anómalo en Ni teniendo en cuenta su valor de Mg# (0.7), que se sale de la tendencia general que marca el resto de diques (Figura II.35).

Dentro del grupo principal de diques de lamprófidos, los contenidos en elementos traza permiten considerar separadamente el dique de San Bartolomé de Pinares, dado que muestra un enriquecimiento notable en algunos elementos (Rb, Sr, Th, U, Zr, Hf, Nb, Ta y LREE), saliéndose de la tendencia de variación que apunta este grupo de diques (Figura II.35).

Al representar el contenido en REE de los lamprófidos y diabasas del SCE en un diagrama normalizado al condrito vemos que los diques conforman un campo relativamente homogéneo (Figura II.36). En su conjunto, muestran elevados valores de $(La/Yb)_N$ (11-24; aunque el dique de la Cueva del Maragato posee un valor de 9.6) y de $(Dy/Yb)_N$ (1.22-1.94), mostrando todas las rocas espectros relativamente paralelos entre sí. La única excepción notable la constituyen los diques flogopíticos ricos en Ti y K de Tornadizos de Ávila, que se caracterizan por mayores contenidos en todo el espectro de las REE, algo que queda de manifiesto tanto en los diagramas binarios como en el arcnigrama normalizado al condrito (Figura II.36A).

Pese a que algunos autores han encontrado siempre en estos lamprófidos anomalía negativa de

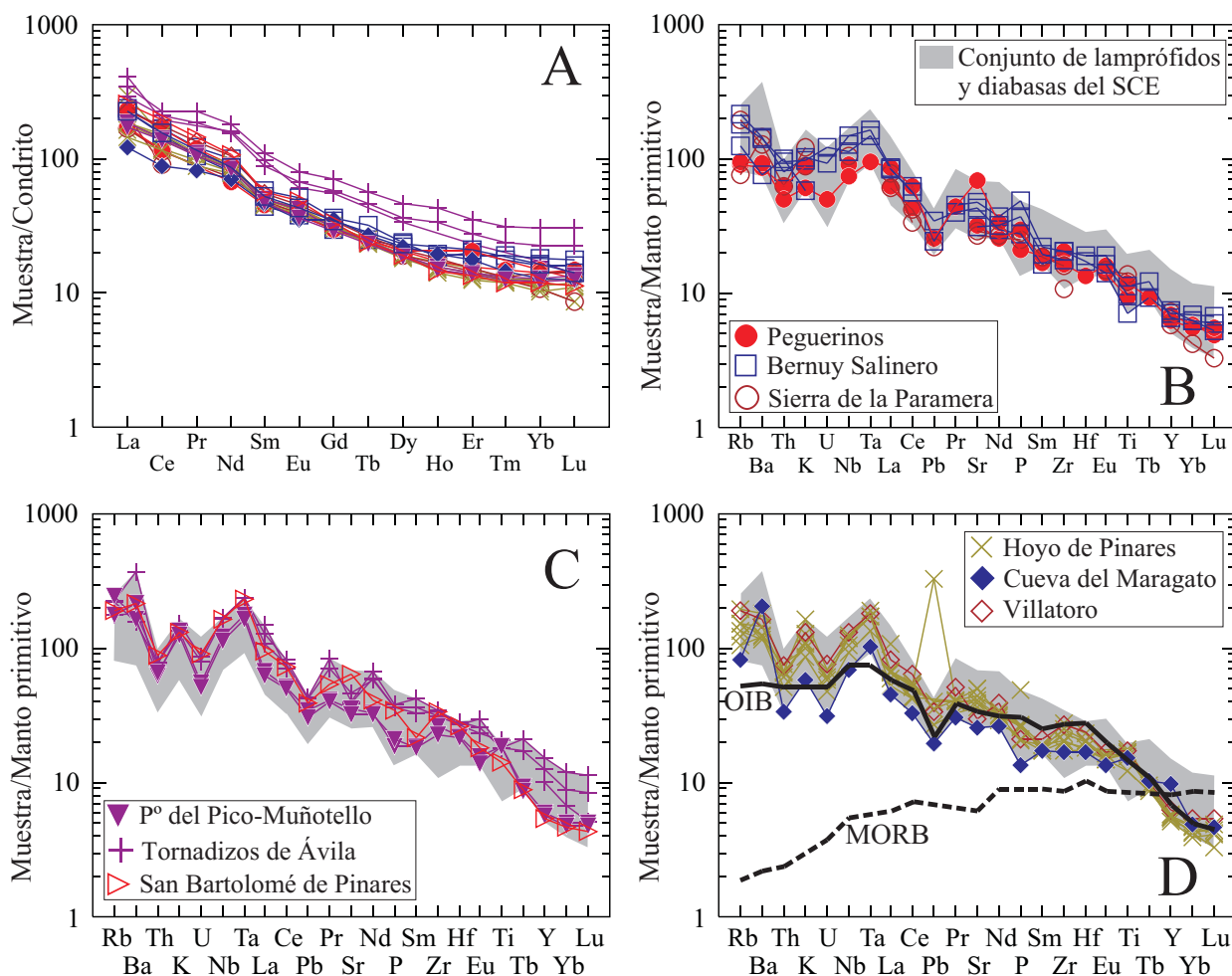


Figura II.36. A: Composición de REE de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989). B-D: Composición de elementos traza de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). Se ha proyectado en el diagrama D la composición media de basaltos tipo OIB y MORB, extraída de Wilson (1989).

Eu (Bea et al., 1999), una buena parte de las muestras que se han analizado en este trabajo o bien no la presentan o es de signo positivo (Figura II.36A), lo que coincide con los datos en estos mismos lamprófidos de Perini et al. (2004a).

La relativa heterogeneidad en la composición de elementos traza de los lamprófidos y diabasas tiene su reflejo en ciertas diferencias apreciables en los patrones que presentan las muestras al realizar un diagrama normalizado al manto primitivo. Exceptuando el grupo de diques sódicos, el patrón general que presentan el resto de lamprófidos, se caracteriza por anomalías positivas de Rb-Ba, K, Nb-Ta, y Zr-Hf, y por anomalías negativas de Th, U y Pb (Figura II.36B,D). No obstante, se pueden apreciar ciertas heterogeneidades en este patrón: el empobrecimiento generalizado en elementos traza de la muestra perteneciente al dique de la Cueva del Maragato, el pico positivo en Sr del dique de San Bartolomé de Pinares (negativo en la mayoría de los diques) y la anomalía ligeramente negativa en Ti y ausente en Zr-Hf de los diques de Tornadizos de Ávila (Figura II.36D). En su conjunto, los diques de lamprófidos y diabasas del SCE poseen una composición similar a la de los OIB y siguen un patrón normalizado al manto primitivo muy parecido a éstos (Figura II.36D); además, es apreciable el enriquecimiento respecto a un basalto formado a partir de una fuente empobrecida (fuente tipo MORB; Figura II.36D). No obstante, los diques del SCE se diferencian ligeramente de los OIB por su elevado contenido en los elementos traza más incompatibles (Rb, Ba, K, Nb, Ta), así como por la presencia de anomalía positiva de Rb-Ba y K y negativa de Th y U.

Por otro lado, el grupo de muestras sódicas, dentro del que se encuentran las diabasas, sigue un patrón muy similar al anterior, diferenciándose, principalmente, por la ausencia de anomalía de Ti, Th y U, y por mostrar anomalías positivas de P y Sr en la mayoría de los casos (Figura II.36B). El K no presenta un patrón tan claro como ocurriría en el resto de diques, pudiendo dar lugar a una anomalía positiva o negativa. Sin embargo, el resto de elementos siguen la línea general marcada por el otro grupo, incluyendo la anomalía positiva de Nb-Ta y la negativa de Pb.

II.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Se han analizado las composiciones isotópicas de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE para tres de los sistemas isotópicos más empleados en el estudio de la petrogénesis de rocas ígneas: Rb-Sr, Sm-Nd y Pb común. Los resultados muestran una heterogeneidad composicional que no había sido descrita con anterioridad en estos diques, salvo en los trabajos más recientes de nuestro equipo investigador (Villaseca et al., 2004b; Orejana et al., 2005b). Las relaciones isotópicas medidas han sido corregidas a una edad de 265 Ma en base a los datos geocronológicos disponibles (ver geocronología más abajo).

Las relaciones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ y $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ de los diques, en su conjunto, dan lugar a un rango relativamente amplio de valores (Tabla II.15): de 0.7029 a 0.7051 para el Sr y de 0.51225 a 0.51266 para el Nd (ϵNd de -1 a $+7$), que corresponden con firmas entre empobrecidas y levemente enriquecidas con respecto al valor del BSE₀ (~ 0.7044).

Tomando de forma conjunta los datos isotópicos de Sr y Nd, los diques pueden dividirse en dos grupos bien diferenciados: 1) diques isotópicamente empobrecidos y 2) diques isotópicamente enriquecidos, diferenciándose unos de otros en que los diques empobrecidos muestran relaciones más altas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y menores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Tanto el grupo de diques empobrecidos como el grupo enriquecido se proyecta dentro del amplio rango de valores correspondientes a los OIB, desde el extremo empobrecido próximo al manto tipo MORB (posición del área fuente tipo PREMA) hasta valores similares al BSE o

Tabla II.15. Composición de isótopos de Sr y Nd de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	Localidad	Rb*(ppm)	Sr*(ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (2\sigma)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{265 \text{ Ma}}$	Sm*(ppm)	Nd*(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm (2\sigma)$	$e(\text{Nd})_{265 \text{ Ma}}$
77753	Sierra de La Paramera	74	429	0.50	0.704850 ± 03	0.70297	7.12	35.2	0.122	0.512841 ± 08	6.5
81839	Bernuy Salinero	129	942	0.40	0.705276 ± 12	0.70378	8.91	46.5	0.116	0.512860 ± 10	7.1
81938	Peguerinos	54	633	0.25	0.704455 ± 06	0.70352	6.91	31.68	0.132	0.512728 ± 03	4.0
101892	Peguerinos	56.5	1387	0.12	0.703741 ± 08	0.70330	7.65	42.2	0.110	0.512832 ± 05	6.7
103473	Tornadizos de Ávila	137	803	0.49	0.706246 ± 06	0.70438	16.9	84.4	0.121	0.512465 ± 03	-0.8
103674	Hoyo de Pinares	91.4	880	0.30	0.705803 ± 05	0.70467	7.45	42.9	0.105	0.512551 ± 04	1.4
103811	Cueva del Maragato	48.9	514	0.28	0.706147 ± 32	0.70511	7.07	33.2	0.129	0.512523 ± 05	0.1
103818	Muñotello	107	631	0.49	0.707004 ± 23	0.70515	7.37	39.6	0.113	0.512444 ± 06	-0.9
104541	San Bartolomé de Pinares	115	1266	0.26	0.705798 ± 07	0.70481	8.69	50.9	0.103	0.512500 ± 06	0.5

*Las abundancias totales de Rb, Sr, Sm y Nd están tomadas de análisis hechos con ICP-MS

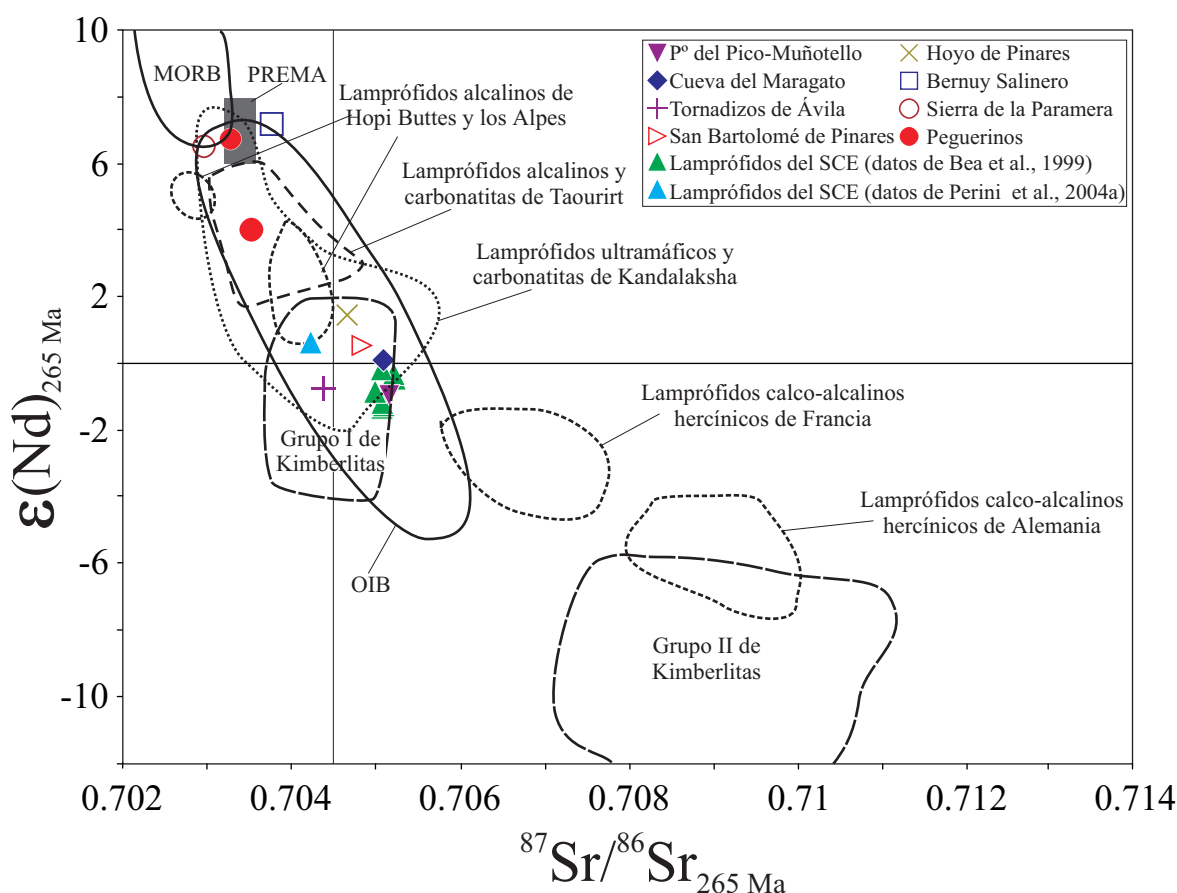


Figura II.37. Composición de isótopos de Sr-Nd calculada a 265 Ma de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A modo de comparación se han incluido datos de otras rocas lamprófidas o kimberlíticas, así como los datos de Bea et al. (1999) y Perini et al. (2004a) sobre los propios diques de lamprófidos del SCE. Los campos de las rocas proyectadas para comparar están extraídos de los siguientes trabajos: lamprófidos calcoalcalinos Hercínicos de Alemania y Francia de Hegner et al. (1998), lamprófidos y carbonatitas de Kandalaksha de Beard et al. (1996), lamprófidos y carbonatitas de Taourirt de Wagner (2003), lamprófidos alcalinos de Hopi Buttes y los Alpes y kimberlitas de Rock (1991). Los campos de los OIB y MORB están tomados de Wilson (1989) y el de el componente mantélico tipo PREMA de Zindler & Hart (1986).

ligeramente más radiogénicos, y dentro de la línea de diferenciación mantélica (“mantle array”) (Figura II.37). Los diques isotópicamente empobrecidos corresponden con las diabasas de Peguerinos y Bernuy Salinero y con el dique de la Sierra de la Paramera. El resto de rocas analizadas salen agrupadas en el polo enriquecido junto con los datos existentes en la bibliografía acerca de otros diques cercanos al enjambre del Puerto del Pico – Muñotello (Bea et al., 1999) o pertenecientes al dique de Hoyo de Pinares (Perini et al., 2004a) (Figura II.37).

En esta última figura se han proyectado también datos isotópicos de distintos tipos de lamprófidos u otras rocas afines a estas, como son las carbonatitas y las rocas de tipo kimberlítico. Puede apreciarse la similitud de los datos del SCE con otros de lamprófidos alcalinos, lamprófidos ultramáficos, carbonatitas y el grupo I de kimberlitas. Todas estas rocas se han explicado aduciendo la participación de una fuente isotópicamente empobrecida y posteriormente enriquecida en elementos traza (Mitchell, 1986; Rock, 1991; Beard et al., 1996; Wagner et al., 2003), que contrasta con la fuente litosférica con participación de un componente continental que se ha propuesto para los lamprófidos calcoalcalinos en general (Rock, 1991) y más concretamente para los lamprófidos Hercínicos del centro de Europa (Hegner et al., 1998). En cualquier caso, la similitud que muestran los diques del SCE de composición isotópica más empobrecida con los OIB empobrecidos hace pensar en la posibilidad de la intervención de fuentes de manto sublitosféricas.

Tabla II.16. Composición de isótopos de Pb de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	Dique**	U*(ppm)	Th*(ppm)	Pb*(ppm)	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$
77753	SP	1.32***	5.00	3.28	30.0	125.0	19.548 \pm 0.006	15.675 \pm 0.006	39.658 \pm 0.006	18.163	15.604	38.008	
81839	BS	1.87	6.42	3.65	37.4	128.4	19.808 \pm 0.040	15.629 \pm 0.040	39.632 \pm 0.040	18.239	15.548	37.937	
101892	P	1.02	4.01	4.56	17.0	66.8	19.225 \pm 0.014	15.624 \pm 0.012	39.180 \pm 0.014	18.512	15.587	38.298	
103473	TA	1.75	6.21	6.56	19.4	69.0	19.281 \pm 0.004	15.617 \pm 0.004	39.268 \pm 0.004	18.465	15.575	38.357	
103674	HP	1.19	5.26	5.47	17.0	75.1	19.047 \pm 0.020	15.640 \pm 0.020	39.211 \pm 0.020	18.334	15.603	38.219	
103818	M	1.03	5.17	4.67	17.2	86.2	19.129 \pm 0.010	15.680 \pm 0.010	39.582 \pm 0.010	18.409	15.643	38.445	
104541	SBP	1.82	6.94	6.09	22.8	86.8	19.411 \pm 0.010	15.649 \pm 0.010	39.553 \pm 0.010	18.456	15.600	38.408	

*Las abundancias de U, Th y Pb están tomadas de análisis hechos con ICP-MS.

**SP=Sierra de la Paramera (Navandrina); BS=Bernuy Salinero; P=Peguerinos; TA=Tornadizos de Ávila; HP=Hoyo de Pinares; M=Munotello; SBP=San Bartolomé de Pinares.

***Dato estimado a partir de otras muestras en función de la tendencia general de variación del valor de U relativo al valor del Mg#.

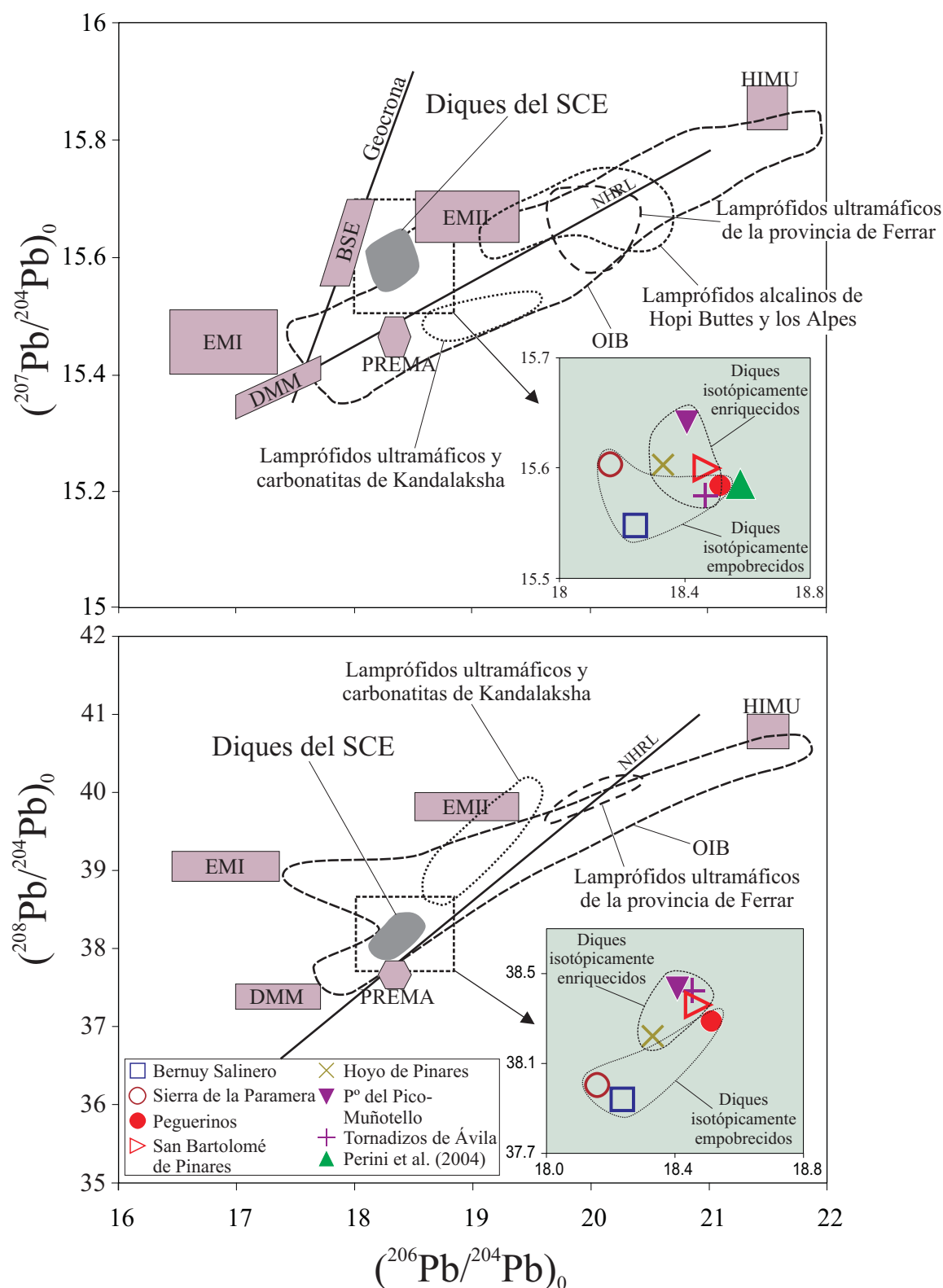


Figura II.38. Composición de isótopos de Pb de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A modo de comparación se han proyectados los campos correspondientes tanto a los componentes más empleados en la caracterización de las áreas fuente mantélicas (DMM, EMI, EMII, HIMU, PREMA, BSE) extraídos de Hofmann (2003), como los datos de otras rocas similares: lamprófidos ultramáficos y carbonatitas de Kandalaksha (Beard et al., 1998), lamprófidos ultramáficos de la provincia de Ferrar (Riley et al., 2003) y lamprófidos alcalinos de Hopi Buttes y los Alpes (Rock, 1991). El campo de los OIB y las líneas NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) y la Geocrona están extraídos de Wilson (1989). El dato de un dique de lamprófido del SCE distinto de los presentados en este estudio pertenece al trabajo de Perini et al. (2004a). El campo de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se ha expandido a un lado, de tal manera que se aprecia la diferenciación en dos grupos (la misma que se hacía para los isótopos de Sr-Nd), pese a que los datos de isótopos de Pb resultan un grupo relativamente más homogéneo en su conjunto.

A diferencia de lo que ocurre para el Sr y el Nd, las relaciones isotópicas del Pb en los diques del SCE dan lugar a una variación más limitada (Tabla II.16): $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 18.16\text{-}18.51$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.54\text{-}15.64$ y $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 37.93\text{-}38.44$. No obstante, continuando con la misma división establecida para Sr y Nd, y considerando los datos de Pb en detalle, se puede observar que los diques enriquecidos poseen, además, relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ligeramente superiores a los diques empobrecidos, con la única excepción del dique de Peguerinos (101892) que muestra valores similares a los de los diques enriquecidos (Figura II.38). En cuanto a la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, no se observan diferencias claras. Las firmas isotópicas de Pb de los diques, en cualquier caso, son también similares a las de los OIB.

No existen muchos datos isotópicos disponibles sobre rocas lamprofídicas en el sistema del Pb común. En la figura II.38 se muestran algunos de ellos, principalmente referentes a lamprófidos ultramáficos y carbonatitas asociadas, observándose una marcada heterogeneidad ligada a la influencia de las distintas fuentes de manto que pueden dejar su impronta en la firma de las rocas (HIMU en el caso de la provincia de Ferrar, Hopi Buttes y rocas de los Alpes; Rock, 1991; Riley et al., 2003; y distintas fuentes mantélicas afectadas por la participación de componentes de corteza en el caso de las rocas de Kandalaksha; Beard et al., 1996).

II.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

II.4.1. INTRODUCCIÓN

Los lamprófidos y diabasas del SCE afloran a lo largo de un amplio espacio geográfico (unos 5000 Km²), habiéndose diferenciado, en función de los datos petrográficos y geoquímicos, hasta cuatro enjambres principales de diques con direcciones aproximadas N-S. Es difícil pensar que todos ellos pertenezcan a un único pulso magmático, siendo más probable que el manto haya podido fundir en un número indeterminado de ocasiones, dando lugar a distintos diques con características químicas diferentes. Se señaló también que, teniendo en cuenta la composición isotópica de los diques, estos pueden dividirse, en dos grupos fundamentales: diques isotópicamente enriquecidos y diques isotópicamente empobrecidos.

La marcada heterogeneidad en la composición de los diques apoya la posibilidad de que diversos niveles del manto hayan fundido en distintas ocasiones y que, posteriormente, se hayan sucedido otros procesos de diferenciación hasta llegar a las rocas que vemos aflorando hoy en superficie. En cualquier caso, los datos geoquímicos apuntan a la intervención de un manto composicionalmente heterogéneo bajo el SCE.

Según Rock (1991), los lamprófidos alcalinos son magmas ricos en $H_2O \pm CO_2$ generados por una baja tasa de fusión parcial de un manto hidratado, enriquecido en elementos traza incompatibles. Tal conclusión vendría apoyada, en nuestro caso, en primer lugar, por el elevado contenido de los diques en minerales hidratados, principalmente anfíbol y flogopita, así como en carbonatos, ya sea diseminados en la matriz, o dando lugar a ocelos; y, en segundo lugar, debido a la geoquímica de elementos traza, caracterizada por concentraciones altas de los elementos más incompatibles (Rb, Ba, HFSE, LREE, etc.) (Tabla II.14).

A continuación se discutirán, por un lado, los posibles procesos que pueden haber contribuido a la diferenciación y heterogeneidad de la composición química de estas rocas y la de las fases minerales que las componen y, por otro, la naturaleza de las fuentes a partir de las cuales se han formado.

II.4.2. CRISTALIZACIÓN FRACCIONADA

En su conjunto, los diques de lamprófidos y diabasa del SCE no satisfacen totalmente los criterios composicionales considerados a la hora de identificar magmas primarios derivados de la fusión parcial de rocas del manto superior (principalmente lherzolitas). Estos criterios proponen una composición de roca total con $Mg\# > 0.6-0.7$, $Ni > 200-500$ ppm y $Cr > 500-1000$ ppm (Green, 1971; Sato, 1977; Wilson, 1993), muy por encima de los valores de los diques del SCE (Tabla II.14). Además, el contenido de la molécula de forsterita en olivinos formados a partir de magmas primarios se encuentra comprendida por lo general entre Fo_{88} y Fo_{94} (Dostal & Owen, 1998), mientras que la mayoría de los olivinos no alterados analizados en este trabajo no llegan a presentar valores superiores a Fo_{86} (Tabla II.3).

Los escasos olivinos no alterados se encuentran en un único dique (afloramiento de Peguerinos) y, en conjunto, conforman un rango de contenidos en forsterita entre Fo_{71} y Fo_{90} . Esta heterogeneidad composicional del olivino apunta a una falta de equilibrio con el fundido. El coeficiente de distribución

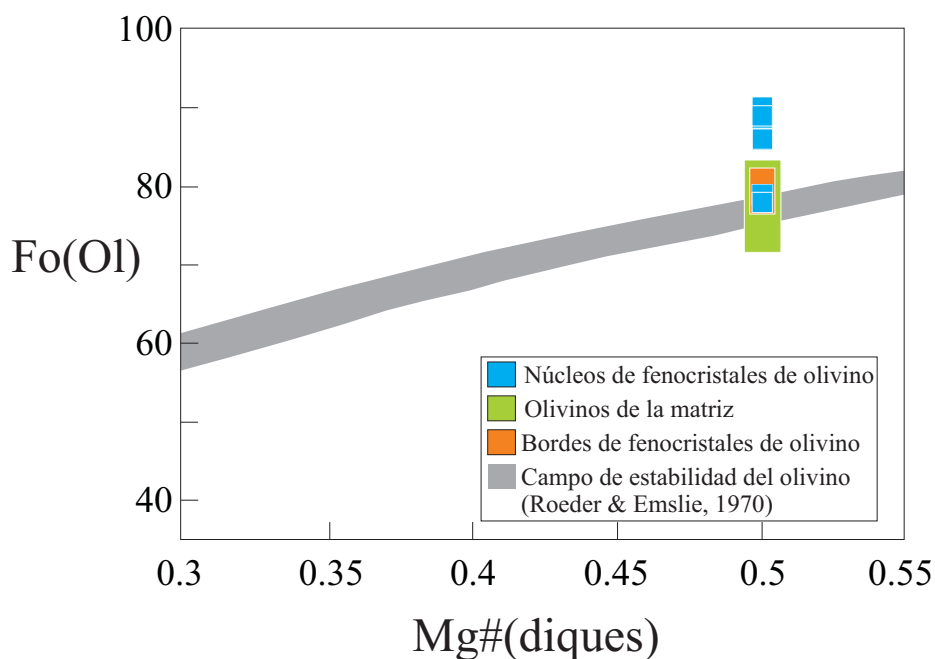


Figura II.39. Contenido en molécula de forsterita (Fo) de los olivinos de los lamprófidos y diabasas del SCE respecto al valor del número de Mg del dique. Debido a que el olivino está alterado a minerales secundarios en la mayoría de los casos, los cristales analizados corresponden a un único dique (101892; Peguerinos). El área sombreada representa el campo de estabilidad del olivino respecto a fundidos basálticos en función de los coeficientes de distribución relativos al intercambio Fe-Mg establecidos por Roeder & Emslie (1970).

asociado al intercambio Fe/Mg entre el olivino y los fundidos basálticos, bien delimitado por Roeder & Emslie (1970), permite establecer un campo de equilibrio entre mineral y fundido proyectando el contenido de la molécula de forsterita en el olivino respecto al Mg# en el líquido. Teniendo en cuenta que el Mg# de los diques que contienen olivino fresco está entre 0.43 y 0.5, el equilibrio se alcanzaría en este caso para valores aproximados de forsterita entre Fo_{70} y Fo_{80} (Figura II.39, campo de equilibrio según Damasceno et al., 2002). La mayoría de estos valores se encuentran dentro del campo que correspondería a xenocristales, aunque algunos de los olivinos con menores contenidos de molécula de forsterita hayan podido formarse a partir del mismo fundido que los engloba. Así pues, los núcleos de los fenocristales de olivino que se encuentran por encima de Fo_{80} han de ser considerados xenocristales formados a partir de un fundido más primitivo aunque seguramente cogenético con el término más evolucionado que ahora los contiene.

El hecho de que los diques no representen fundidos primarios indica que deben haber sufrido un proceso de fraccionamiento cristalino o de asimilación de material cortical (o ambos procesos conjuntamente). No obstante, teniendo en cuenta el elevado porcentaje de fenocristales presentes en los diques, con fuertes zonados en muchos casos, y a la vista de los datos geoquímicos de roca total, el fraccionamiento cristalino resulta el proceso más evidente para explicar la evolución que debe haberse producido en su composición.

Las tendencias de variación descritas en apartados anteriores, tanto para elementos mayores como para elementos traza (Figuras II.34 y II.35), apuntan claramente a un proceso general de cristalización fraccionada. El hecho de que todos los diques no pertenezcan necesariamente a un mismo pulso magmático no evita que su composición, en su conjunto, nos indique el patrón que han seguido en su evolución. Las muestras de los distintos diques se proyectan, para la mayoría de elementos mayores y trazas, a lo largo de líneas de variación que indican una misma tendencia. Esto se observa en elementos como Ti, K, Zr, V o Nb, entre otros (Figuras II.34 y II.35). Tomando como ejemplo el Ti, se aprecia que al considerar todas

las muestras en su conjunto la tendencia de los diques isotópicamente enriquecidos sería la del aumento de Ti al disminuir el Mg#, mientras que agrupando las muestras en función del enjambre de diques al que pertenecen, se puede ver que se forman distintas tendencias de empobrecimiento en Ti (Figura II.34), lo cual sugiere la presencia de fundidos originales con contenidos en TiO_2 diferentes.

Todos los diques muestran un descenso en los contenidos de Cr y Ni a medida que disminuye el Mg# (Figura II.35), lo cual está en concordancia con la extracción de olivino, clinopiroxeno y espinela cromífera (minerales líquidos) a partir de los fundidos originales. Estas fases están presentes en los diques, bien como fenocristales (clinopiroxenos y escasos olivinos), pseudomorfos alterados por el magma (olivino) o pequeños cristales en desequilibrio con el fundido (espinelas cromíferas). La disminución del CaO al descender el valor del Mg# indicaría la separación de clinopiroxeno \pm anfíbol cálcico, mientras que el aumento en el contenido de Al_2O_3 y álcalis no apoya la posibilidad de una separación importante de plagioclasa, que quedaría restringida a etapas finales de cristalización (mineral sólidos) formando parte de la matriz. La disminución de TiO_2 implicaría la separación de una fase rica en Ti. A esto último podría ayudar el fraccionamiento de anfíbol, flogopita y óxidos de Fe-Ti, minerales que aparecen como fenocristales en gran parte de los diques. El descenso en V, elemento que entra a formar parte de la estructura de los óxidos de Fe-Ti, junto con el incremento que se aprecia en Na y K, hace pensar que estos últimos minerales han debido influir en la evolución de los magmas más de lo que pueden haberlo hecho anfíbol y flogopita.

Otros elementos que muestran una tendencia clara de variación a medida que aumenta su grado de evolución son las LREE, el U, Ta, Hf, Zr, Nb, Th, Pb, Rb y Na, todos ellos incrementando su concentración hacia valores de Mg# menores (Figura II.35). En cualquier caso, el aumento que se produce en la mayor parte de estos elementos no suele superar 2 o 3 veces el valor menor del rango composicional (p.e. en el conjunto global de datos el Rb pasa, aproximadamente, de 50 a 150 ppm y el Nb de 50 a 110 ppm), por lo que el grado de fraccionamiento de la mayor parte de estos enjambres filonianos es relativamente pequeño. A diferencia de las LREE, las HREE no muestran una clara tendencia a aumentar, o el aumento es muy pequeño, salvo en el caso de los diques flogopíticos más evolucionados, en los que el contenido en HREE llega a duplicarse (Figura II.35).

La separación, fundamentalmente, de olivino y clinopiroxeno, haría aumentar la concentración de los elementos traza arriba indicados, dado que no se incorporan preferentemente a dichos minerales (los coeficientes de distribución son bajos), comportándose como elementos incompatibles. Estos elementos entrarían a formar parte de fases más tardías con las que son más compatibles, como el anfíbol (K), la flogopita (K y Rb), el apatito (LREE, Th y U), los óxidos de Fe-Ti (Ta, Nb y Hf), y los feldespatos (Na, K, Rb y Pb). Pese a que prácticamente no se han identificado minerales accesorios al microscopio petrográfico, sí se ha encontrado algún cristal de monacita en los diques. Ésto, junto con los elevados contenidos de ciertos elementos traza, hace posible la presencia de otros minerales que pueden acomodar también estos elementos, como debe ocurrir en el caso del Zr dentro del circón (acompañado por Hf, U y Th) o de las LREE en la monacita (junto con U y Th).

Así pues, la separación de olivino + clinopiroxeno + Cr-espinela + óxidos de Fe-Ti \pm anfíbol \pm flogopita, explicaría la tendencia de variación general de la composición de los distintos enjambres de diques. Pero las variaciones existentes en la composición de unos diques con respecto a otros (mayor o menor enriquecimiento en Ti, K, Y o LREE) son originales y deben estar causadas por diferencias en la composición del manto que funde o por distintas condiciones de fusión (tasas de fusión parcial, minerales presentes en el residuo, etc.), ya que no pueden emparentarse, a través de un mismo proceso de fusión parcial, diques separados, en algunos casos, más de 60 Km.

Consideración aparte merece el lamprófido rico en fenocristales de la Cueva del Maragato (muestra 103811). Este dique, que isotópicamente pertenece al grupo de diques enriquecidos, muestra una composición poco coherente con la tendencia de variación anterior en cuanto a la mayoría de elementos químicos considerados. Es la más primitiva de todas las muestras, con un Mg# de 0.7 y elevados contenidos de MgO (12.2%) y Cr (767 ppm) (Figura II.34). Su composición química de magma primario está, sin embargo, falseada como consecuencia de su elevado porcentaje de fenocristales (mayoritariamente clinopiroxeno y pseudomorfos de olivino) cercano al 40%. Con esta hipótesis estarían de acuerdo los elevados contenidos en Si, Ca y Cr y bajos de la mayoría de los elementos más incompatibles con el clinopiroxeno y/o el olivino (Al, Na, K, Rb, Th, Pb, U y LREE). El bajo valor de Ni se debería a que este elemento se incorpora preferentemente en el olivino, que no es tan abundante como el clinopiroxeno, mientras que el enriquecimiento que muestra en Y (y HREE) (Figura II.35) podría deberse a características originales relacionadas con el proceso de fusión (p.e. fusión más superficial o menor proporción de granate en el residuo). Teniendo todo esto en cuenta, hay que considerar este dique como un acumulado magmático que no representa fielmente la composición primaria de un fundido lamprófidico y que, por dicha razón, no se proyecta junto con el resto de diques

Por otro lado, la existencia de cierta dispersión en el contenido de algunos elementos químicos, para ciertos diques, podría apuntar a la participación de algún otro proceso además del de fraccionamiento. Esto último se aprecia principalmente en el caso del dique de San Bartolomé de Pinares (muestra 104541), que participa de la misma tendencia general de fraccionamiento que el resto de diques potásicos, pero que presenta un marcado enriquecimiento en Sr, U, Zr, Hf, Nb, Ta y LREE y menos pronunciado en Rb, Pb y Th con respecto al resto de diques potásicos (Figura II.35). Este enriquecimiento no es fácil de explicar arguyendo un proceso de asimilación de material de la corteza, dados los elevados contenidos, por ejemplo, de Nb y Ta o la presencia de anomalías negativas de Pb en los espectros normalizados al manto primitivo. La geoquímica de trazas no apunta a contaminación significativa de los lamprófidos por materiales corticales. Por lo tanto, las diferencias expuestas deben corresponder con una composición original del magma distinta en relación con el resto de lamprófidos. La presencia de diversos tipos de fenocristales de clinopiroxeno con variedad de zonados en este dique parece indicar fenómenos de hibridación magmática. La mezcla de magmas se relaciona, habitualmente, con la presencia de zonados inversos y complejos en fenocristales de clinopiroxeno. Aunque esta posibilidad se discutirá más adelante, cabe señalar que un fenómeno de mezcla en el que participasen fundidos relativamente evolucionados (normalmente enriquecidos en elementos traza incompatibles) incrementaría el contenido final de dichos elementos en la roca.

II.4.2.1. Zonado normal en fenocristales

Pese a que en algunos diques es frecuente encontrar fenocristales de clinopiroxeno con núcleos ricos en Fe que desarrollan un zonado inverso hacia borde, la mayoría no presentan ese enriquecimiento en Fe y muestran un zonado de tipo normal que, como ya se estudió, presenta gran complejidad en algunos casos. Este zonado normal es, sin embargo, poco frecuente en los fenocristales de anfíbol.

Existen varias hipótesis para explicar el zonado normal de los fenocristales de clinopiroxeno con un aumento de Fe, Al, Ti y Na y una disminución de Mg y Cr hacia el borde (Bédard et al., 1988): 1) un efecto cinético por una elevada tasa de enfriamiento, 2) el resultado de una diferenciación progresiva del fundido a medida que éste se enfría y cristaliza y 3) cambios en la presión durante la cristalización.

En cuanto al primero de los puntos, diversos trabajos señalan la relación que puede existir entre un incremento en el contenido en Ti-Al del clinopiroxeno y altas tasas de enfriamiento (Grove & Bence,

1979; Gamble & Taylor, 1980). Sin embargo, un mecanismo cinético que produjera un enriquecimiento hacia borde del mineral en Al^{IV} y Ti, requeriría de un constante incremento en la tasa de enfriamiento y/o la presencia de una capa estable que actuase como límite respecto al material sólido generado (Bédard et al., 1988). La presencia relativamente frecuente de un zonado complejo compuesto por varias capas de composición diferente no estaría de acuerdo con esta hipótesis, por lo que la influencia de dicho mecanismo en la variación composicional de los clinopiroxenos debe ser muy limitada.

La posible influencia de la presión sobre la composición del clinopiroxeno ha sido tratada por distintos autores. Experimentos llevados a cabo por Kushiro (1969) y Thompson (1974) mostraron que la solubilidad del Na en el clinopiroxeno aumenta con la presión; Yagi & Onuma (1967) y Edgar et al. (1980) relacionaron el descenso de la presión con el aumento de la solubilidad del Ti en este mineral; y Aoki & Kushiro (1968) y Wass (1979) pusieron de manifiesto la relación directa existente entre presión y contenido en Al^{VI} . En los fenocristales de clinopiroxeno de los diques del SCE se observa que los bordes más externos están en su mayoría empobrecidos en Al^{VI} con respecto a los núcleos (Figura II.40B), lo que apoya la hipótesis que relaciona el zonado con un cambio en la presión. En esta figura se han señalado dos campos bien diferenciados que coinciden con los que Aoki & Kushiro (1968) denominaron campo de *granulitas e inclusiones en basaltos* y campo de *rocas ígneas*, el primero implicando altas presiones de formación y bajas el segundo. La composición de los núcleos y/o de las zonas intermedias de los fenocristales se proyectan mayoritariamente en el campo de alta presión, mientras que los bordes lo hacen fundamentalmente en el de baja presión. La presencia de núcleos de fenocristales con muy bajo contenido en Al^{VI} podría deberse a que sean fenocristales de pequeño tamaño o microfenocristales que posiblemente deben haberse formado en los últimos estadios de cristalización a bajas presiones. Por otro lado, los bordes intermedios de los cristales, que se proyectan en el campo de alta presión, parecen indicar que el zonado, desde el núcleo a la zona intermedia, puede deberse fundamentalmente a un proceso de diferenciación magmática más que a los cambios de presión. Al proyectar el contenido de los elementos que han sido relacionados por los mencionados autores con condiciones de menor presión para el clinopiroxeno ($\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$) respecto a los que se asocian a elevadas presiones ($\text{Na} + \text{Al}^{\text{VI}}$), se puede apreciar que los núcleos y

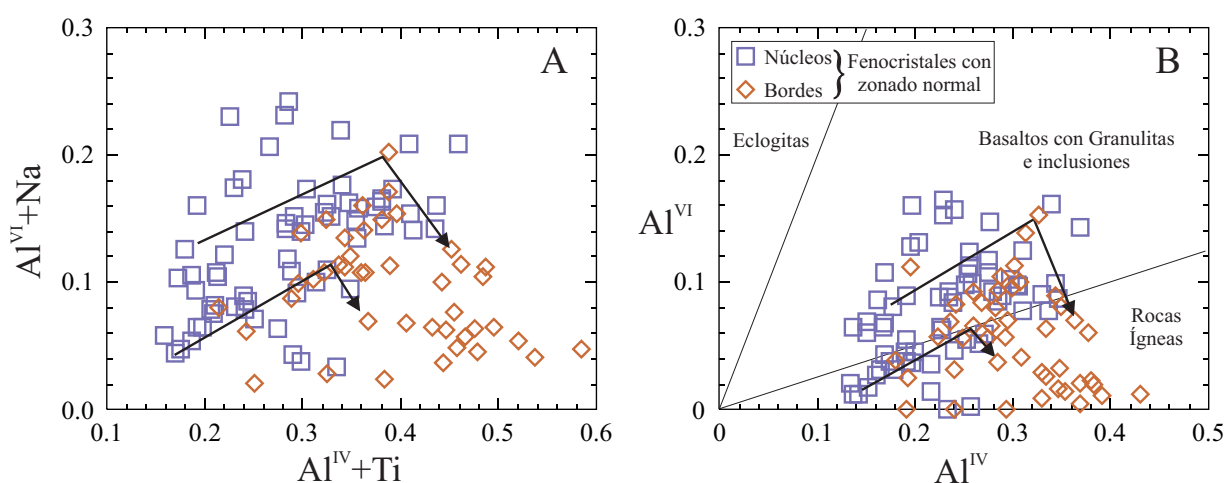


Figura II.40. Composición de los núcleos y bordes de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a los elementos cuya variación en el zonado normal se asocian en la literatura a cambios de presión. A: El aumento en Al^{VI} y Na indicarían aumentos de presión y el aumento en Al^{IV} y Ti indicarían disminución de presión. B: Diagrama de Aoki & Kushiro (1968) de Al^{VI} vs Al^{IV} para la composición de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal, donde el campo de “basaltos con granulitas e inclusiones” es representativo de condiciones de alta presión y el de “rocas ígneas” de baja presión. Las flechas representan la variación composicional de núcleo a zona intermedia y a borde de los fenocristales de clinopiroxeno.

los bordes de los fenocristales se separan, en general, en dos campos bien diferenciados (Figura II.40A): los núcleos están enriquecidos en Na y Al^{VI} y empobrecidos en Ti y Al^{IV} con respecto a los bordes, lo que también está de acuerdo con una disminución de la presión durante el proceso final de cristalización.

Un fenómeno de cristalización fraccionada, como el propuesto anteriormente (separación de olivino, clinopiroxeno y anfíbol como minerales fundamentales), podría generar un zonado con una tendencia de disminución de Mg, Na y Cr y un aumento de Fe, Mn, Ti y Al en el clinopiroxeno, que coincide con la tendencia observada en los fenocristales con zonado normal (figuras II.8 y II.40A-B). Además, esta variación composicional presente en los fenocristales, de centro a borde, es la misma que se produce, de forma general, entre los núcleos de los fenocristales y los clinopiroxenos de la matriz (Figura II.8). Esto indicaría la cristalización a partir de un fundido que está evolucionando como consecuencia del proceso de fraccionamiento. El aumento del Na en las zonas intermedias del cristal suele ir acompañado de un enriquecimiento en Al^{VI} , Al^{IV} y Ti, lo cual parece indicar un proceso de fraccionamiento como ya se ha propuesto y pone de manifiesto que el zonado normal de estos fenocristales de clinopiroxeno es complejo y que la variación de la presión únicamente explicaría el descenso de Al^{VI} y Na y el aumento de Al^{IV} y Ti de los bordes más externos, que están en contacto con la matriz del dique. La presencia de zonas intermedias en algunos fenocristales en las que el Mg# aumenta ligeramente desde el núcleo, indica la entrada de un nuevo pulso de magma con una composición algo más primitiva.

A la vista de todo lo anterior, se puede decir que las variaciones de núcleo a borde en la composición de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal apuntan a un proceso de cristalización fraccionada fundamentalmente, capaz de explicar la disminución de Mg, Cr y Na y el aumento de Fe, Ti y Al. Sin embargo, la influencia de una bajada en la presión producida durante la cristalización (por evacuación del fundido lamprofídico desde una cámara magmática profunda hasta su definitivo nivel de emplazamiento), estaría apoyada por la disminución hacia borde de Na y Al^{VI} .

La variación que se produce en la composición de los núcleos de fenocristales de anfíbol a medida que disminuye el valor del Mg# (aumentando el contenido en Si y Al; disminuyendo el Ti, Cr, Ca y K) (Figura II.12), estaría de acuerdo con un proceso de cristalización fraccionada en el que se está separando fundamentalmente clinopiroxeno y óxidos de Ti al mismo tiempo que se forma el anfíbol. Los fenocristales de anfíbol están también frecuentemente zonados, pero este zonado es inverso en la mayoría de los casos y

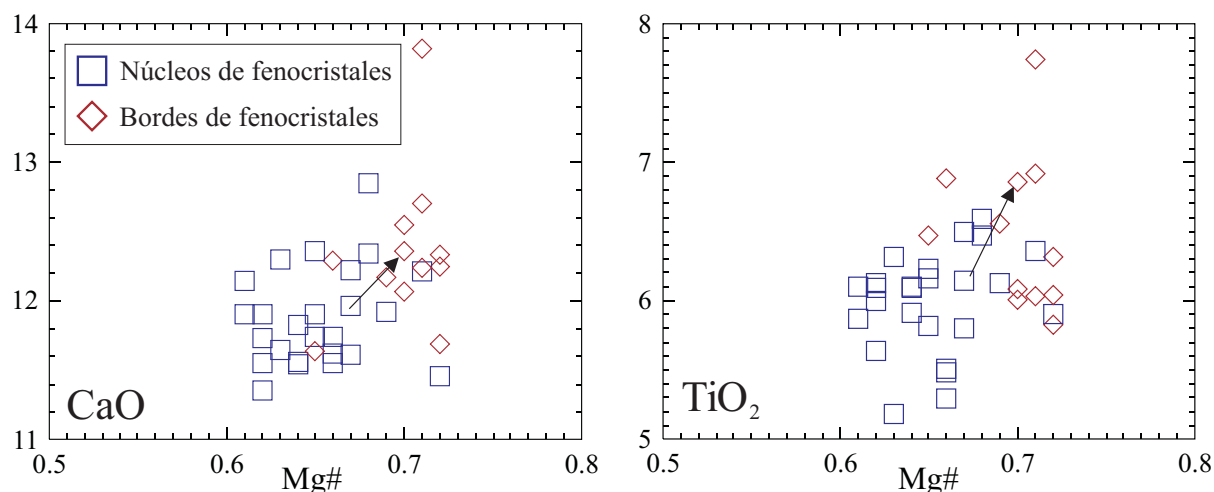


Figura II.41. Composición de los bordes y los núcleos de los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. La flecha indica la variación composicional de núcleo a borde, que se caracteriza por un aumento de Ca, Ti y número de Mg.

no implica grandes cambios en su composición. De núcleo a borde se produce un aumento en el Mg# que lleva aparejado un ligero aumento del Ti y el Ca (Figura II.41). La variación en la composición de núcleo a borde de estos fenocristales debe significar la entrada de un nuevo pulso de magma de composición más primitiva. Dada la poca variación que se produce en la composición de núcleo y borde del fenocristal de anfíbol, este nuevo pulso de magma (o retraso en el arrastre del fenocristal), que origina los bordes del cristal, representa probablemente una inyección de un fundido similar al que formó los núcleos y es cogenético con el mismo.

II.4.3. MEZCLA DE MAGMAS EN CÁMARAS MAGMÁTICAS

La presencia de abundantes fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso en alguno de los diques de lamprófido indica que, además de la cristalización fraccionada del fundido, algún otro proceso puede haber participado en el origen de estos cristales. La mayoría de estos fenocristales muestran núcleos incoloros, pese a que también son frecuentes los fenocristales con núcleos verdes.

La presencia de fenocristales de clinopiroxeno con núcleos de color verde ricos en Fe y zonado inverso en rocas máficas alcalinas está ampliamente documentada (Brooks & Printzlau, 1978; Wass, 1979; Duda & Schmincke, 1985; Bédard et al., 1988; Neumann et al., 1999; Xu et al., 2003). Para discutir su origen se han argumentado diversos modelos o procesos: 1) formación a partir de un mismo magma, pero bajo un régimen de presión y temperatura distinto al del borde del mineral (Wilkinson, 1975; Scott, 1976), 2) cambios en la actividad del oxígeno o el agua del fundido (Holm, 1982; Aurisicchio et al., 1988), 3) xenocristales accidentales (Wass, 1979) y 4) mezcla de magmas con distinto grado de evolución (pudiendo ser cogenéticos o no) (Brooks & Printzlau, 1978; Bédard et al., 1988; Dobosi & Fodor, 1992; Neumann et al., 1999; Xu et al., 2003).

La posibilidad de que una variación en las condiciones P-T, a partir de un mismo fundido, haya originado las diferencias en la composición de los núcleos verdes de clinopiroxeno respecto a sus bordes, quedaría descartada al considerar el zonado inverso, con un aumento en el valor de Mg# y en el contenido en Cr hacia borde, que no quedaría explicado únicamente por el cambio en las condiciones termodinámicas.

El modelo propuesto por algunos autores acerca de la posibilidad de que los núcleos de clinopiroxeno verde de tipo salita (rico en Fe) posean un zonado inverso como consecuencia de un descenso en la solubilidad del agua en el fundido, es una hipótesis basada en estudios experimentales que correlacionan la $P(\text{H}_2\text{O})$ del fundido y la composición del clinopiroxeno (un incremento en la presión del agua produciría un aumento en el contenido de Fe, Al^{IV} y Ti, y un descenso en Mg y Si). Esta tendencia no se observa en la composición de los clinopiroxenos de los diques del SCE (Figura II.9). Además, la exolución de volátiles no debe haber afectado al zonado de los clinopiroxenos dado que su formación probablemente se produce a presiones superiores a aquella a partir de la cual se produciría el fenómeno de exolución (más superficial).

No se tiene constancia de rocas entre los materiales que constituyen la corteza bajo el SCE que posean clinopiroxenos con las características petrográficas y geoquímicas que estos muestran. El límite entre la corteza inferior y el manto superior bajo el SCE debe estar compuesto, principalmente, por cuerpos de granulitas con intercalaciones de piroxenitas, dado el elevado contenido en xenolitos de este tipo presentes en los diques de lamprófidos y diabasas y dadas las estimaciones de presión que se han obtenido a partir de su química mineral (Villaseca et al., 1999; Orejana et al., 2005b). No obstante, como se verá al describir los xenolitos piroxeníticos incluidos en los diques, no parece que los núcleos verdes

proviengan de la fragmentación de dichos enclaves (principalmente por los elevados valores de Mg# y Al_2O_3 de estos últimos). El bajo contenido en Mg y Cr de los núcleos de fenocristales con zonado inverso (Tabla II.1), elementos que se encuentran en elevada concentración en los clinopiroxenos típicos del manto, nos permite descartar, por lo tanto, la posibilidad de que sean xenocristales arrancados del manto o de la corteza inferior.

De acuerdo con la composición química de los núcleos de fenocristales con zonado inverso, la hipótesis que presenta una mayor solidez, de las cuatro expuestas arriba, es la de la mezcla de magmas con diferente grado de evolución. Uno de los puntos a favor es el marcado salto en el valor del Mg# que se produce hacia borde de los fenocristales, fácilmente explicable mediante la aparición de un fundido más primitivo, sin que este aumento en la relación Mg/Fe implique necesariamente que los fundidos que se mezclan no sean cogenéticos. Las características químicas de todos los clinopiroxenos de los lamprófidos del SCE (con contenidos entre moderados y elevados en Na y Ti) se relacionan con fundidos alcalinos, no existiendo más que un evento magmático alcalino en el SCE, el que da origen a los diques de los que nos ocupamos. Por dicha razón lo más probable es que la mezcla se produzca entre fundidos genéticamente emparentados, pero cuyo grado de evolución es distinto.

El cambio en la composición que se produce de núcleo a zona intermedia de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso (núcleos verdes e incoloros) se caracteriza por un fuerte aumento del valor de Mg# (Figura II.9). Los núcleos de estos fenocristales muestran, además, altos contenidos en algunos elementos traza incompatibles (Zr, Ta, Hf, REE; Figura 20), lo cual resulta lógico al considerar la hipótesis de la entrada de un magma más primitivo. Valores bajos de Sr (como los de los núcleos incoloros) han sido, también, relacionado con fundidos altamente evolucionados (Neumann, et al., 1999).

En las figuras II.9 y II.20 queda de manifiesto que la composición de los bordes de todos los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso es relativamente homogénea, proyectándose en el campo composicional que definen los fenocristales con zonado normal. Por esta razón, el zonado hacia el borde más externo puede representar tanto un aumento como una disminución, dado que el control final de la composición de los bordes de los fenocristales (y por lo tanto también la tendencia del zonado) viene impuesto por la composición del fundido que da lugar a los fenocristales de zonado normal (y a los bordes del resto de fenocristales).

La marcada diferencia existente entre la composición de los núcleos verdes, los núcleos incoloros y los fenocristales de zonado normal (Figuras II.9 y II.20) implica la presencia de un proceso de cristalización fraccionada en una cámara magmática en la que se están diferenciando, al menos, tres tipos de magma distintos.

Mientras que los núcleos verdes poseen una composición de elementos mayores relativamente similar a la de los clinopiroxenos con zonado normal (salvo por su elevado contenido en Fe y Na), los núcleos incoloros presentan una composición mucho más heterogénea que muestra una tendencia a disminuir su contenido en Al_2O_3 , TiO_2 , CaO y Na_2O al bajar el Mg# (Figura II.9). Esta tendencia debe estar ligada a un proceso de cristalización fraccionada en una cámara magmática en la que debe haberse separado una fracción rica en dichos elementos, como podría ser plagioclasa y algún óxido de Ti, además de otra fase ferromagnesiana que haya producido el descenso de la relación Mg/Fe (muy posiblemente olivino). Las fuertes anomalías en Sr, Eu y Pb (Figura II.23) apoyarían claramente dicha separación de plagioclasa. En cualquier caso, la presencia dentro de los diques de lamprófido de fenocristales con núcleos incoloros cuyos valores de Mg# son tan variados (0.57 a 0.88), parece indicar que esa mezcla de magmas ha debido

producirse después de un prolongado proceso de evolución por parte del fundido original. Los elevados contenidos de Y y REE de estos núcleos, así como el fuerte empobrecimiento que muestran en Sr (Figura II.20), están en consonancia con fundidos altamente evolucionados (Neumann et al., 1999).

La presencia en una misma roca de fenocristales de clinopiroxeno con zonado complejo y núcleos de composición muy heterogénea (salitas de color verde y diópsidos incoloros) ha sido explicada por otros autores como productos de una mezcla de magmas posterior a la cristalización de dichos piroxenos por sus respectivos fundidos, pudiéndose haber producido dicha cristalización en diferentes cámaras magmáticas o en un único complejo estratificado (Wagner et al., 2003).

En la figura II.42 se ha representado la composición de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso en cuanto a los elementos asociados a cambios de presión (Al, Na y Ti). Las flechas dibujadas representan la variación de núcleo a zona intermedia y a borde externo en algunos cristales. Puede apreciarse que del núcleo a la zona intermedia no se produce un aumento de los elementos asociados a bajas presiones (Al^{IV} y Ti) acompañado de una disminución de los de altas presiones (Al^{VI} y Na) (Figura II.42A), lo cual sí sucede de la zona intermedia al borde más externo. Esto parece indicar que en la formación de la zona intermedia del cristal, que se ha interpretado anteriormente como debida a mezcla con un nuevo fundido más primitivo, no parece haberse producido un cambio importante en las condiciones de presión, mientras que ésta ha disminuido considerablemente al cristalizar el borde más externo, en contacto con la matriz del dique. Esta última disminución de presión estaría ligada en ambos casos a la intrusión de los diques y su solidificación en niveles próximos a la superficie terrestre.

La mezcla de magmas ha sido también propuesta para explicar la presencia de zonado inverso en kaersutitas (Haase et al., 1996). No obstante, como se indicó anteriormente, los fundidos que se mezclan en este caso son muy similares y posiblemente cogenéticos, dada la limitada variación en la composición que se produce entre núcleo y borde del fenocristal de anfíbol.

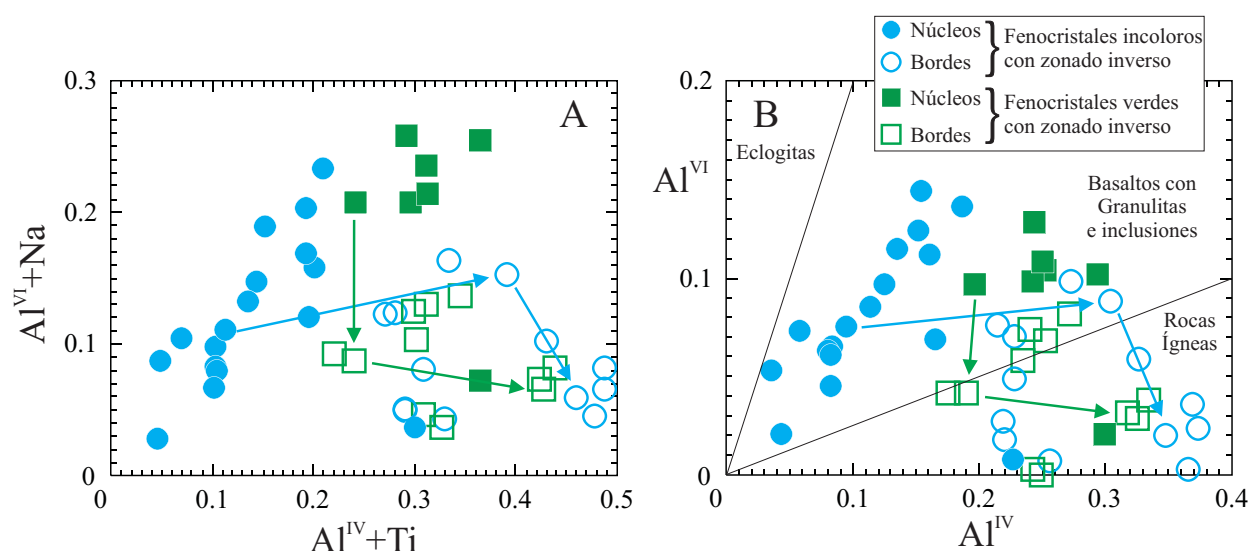


Figura II.42. Composición en Al^{VI} , Al^{IV} , Ti y Na de los núcleos y bordes de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado inverso de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A: En abscisas se han representado los elementos asociados a baja presión (Al^{IV} y Ti) y en ordenadas los de alta presión (Al^{VI} y Na). B: Diagrama de Aoki & Kushiro (1968) donde se aprecia que todos los núcleos se proyectan en el campo de “basaltos con granulitas e inclusiones” (alta presión), mientras que los bordes caen dentro del campo de “rocas ígneas” (baja presión). Las flechas representan la variación composicional de núcleo a zona intermedia y, finalmente, el borde más externo.

Teniendo en cuenta lo anteriormente expuesto, la formación de los fenocristales de clinopiroxeno que se encuentran en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE debe haberse producido a partir de, al menos, tres tipos de fundidos distintos. Uno de ellos, con un elevado grado de diferenciación, habría originado los núcleos verdes ricos en Fe; otro fundido habría fraccionado los clinopiroxenos incoloros (con valores de Mg# muy variados, bajos contenidos en Ti y Al y elevados de Si); y un tercero se habría mezclado con los dos anteriores, englobando aquellos núcleos, formando los bordes que se ven en ellos y cristalizando, a su vez, los fenocristales comunes de clinopiroxeno con zonado normal que más abundan en los diques y también los fenocristales de anfíbol. Más de un pulso de este tercer fundido debe haberse producido, dando lugar al ligero zonado de los fenocristales de anfíboles y a las capas intermedias enriquecidas en el Mg# de los fenocristales de clinopiroxeno. El elevado contenido en Ti que de una manera general caracteriza a todos los fenocristales de clinopiroxeno y de kaersutita, indica que debieron formarse a partir de fundidos alcalinos en todos los casos. La presencia de un magmatismo alcalino en el SCE está ligada exclusivamente al evento que dio lugar a la formación de los diques lamprofidicos, por lo que es lógico suponer que dicho magmatismo alcalino sea el responsable de los tres tipos de fundidos distintos.

Es importante volver a señalar que esta mezcla de magmas, que pone en contacto clinopiroxenos variados, con núcleos verdes e incoloros, se muestra fundamentalmente en dos enjambres de diques, el de San Bartolomé de Pinares y el de Bernuy Salinero, por lo que no se puede hablar de un fenómeno generalizado que se observe en todos los lamprófidos o diabasas.

II.4.4. ORIGEN DE LOS OCELOS Y DE LAS ESTRUCTURAS VESICULARES DE LOS DIQUES

En el apartado de petrografía distinguimos tres tipos distintos de estructuras ocelares o vesiculares, cuyo origen discutiremos por separado a continuación.

II.4.4.1. Ocelos feldespáticos

Son numerosos los trabajos en los que se cita la presencia de ocelos sieníticos, con predominancia de minerales ricos en Si, Na, K y H₂O (entre los que se encontrarían los feldespatos y la analcima), englobados dentro de matrices de rocas alcalinas básicas y ultrabásicas (como basaltos alcalinos o lamprófidos) con elevados contenidos de Fe, Ti y P (Ferguson & Currie, 1971; Philpotts, 1976; Roedder, 1979; Lucido, 1981; Foley, 1984; Rock, 1991).

La presencia de pequeños cuerpos de forma esférica y composición félsica dentro de rocas básicas, generalmente denominados ocelos, ha dado lugar a distintas hipótesis acerca de su origen. Entre éstas, las que poseen una mayor aceptación son la separación de dos líquidos por inmiscibilidad (Tomkeieff, 1952; Drever, 1960; Carstens, 1964; Philpotts, 1976) y la formación de segregados de líquidos residuales (Ramsay, 1955; Smith, 1967; MacKenzie & White, 1970).

Roedder (1979) demostró la presencia de un intervalo de inmiscibilidad en el sistema fayalita-leucita-sílice y estudios posteriores se han encargado de ampliar dichas conclusiones a fundidos toleíticos y alcalinos (Philpotts, 1979, 1982). Este intervalo de inmiscibilidad se ha comprobado que, con el incremento del contenido de Ti y P, aumentaría hacia composiciones más alcalinas, más ricas en Al y pobres en Si (Freestone, 1978; Visser & Koster van Gross, 1979). Este mismo efecto sería achacable a fundidos con altos contenidos en volátiles (Eby, 1980).

Foley (1984) describe dos tipos distintos de glóbulos félsicos en lamprófidos alcalinos, que utiliza

para establecer las características que permitirían distinguir las estructuras globulares debidas a un proceso de inmiscibilidad de aquellas originadas en los últimos estadios de cristalización del fundido. Según este trabajo, éstas últimas se caracterizarían por estar zonadas, con un núcleo compuesto por analcima o carbonato en forma esférica y una zona externa constituida por feldespato potásico, nefelina o analcima y minerales máficos; la separación con la matriz del dique se produciría mediante minerales máficos dispuestos tangencialmente a la zona de contacto. Los ocelos, en esta hipótesis, se conectarían mediante venas que representarían fracturas generadas en la masa que está cristalizando del dique. La analcima o calcita interna coincidirían con espacios originalmente ocupados por una fase en estado gaseoso, mientras que la zona externa sería el segregado final. Por otro lado, las estructuras globulares debidas a un proceso de inmiscibilidad, podrían presentar en su interior pequeñas esferas de analcima, pero no mostrarían minerales máficos nucleados en los bordes del ocelo. Esto último se debería al hecho de que el contacto entre dos fundidos es un área de estructura transicional donde la nucleación no es probable que suceda en primer lugar (Foley, 1984).

De forma general, las características de los ocelos feldespáticos presentes en los lamprófidos y diabasas del SCE son similares a las de las estructuras globulares que Foley (1984) explica como productos de inmiscibilidad. El hecho de que los ocelos no estén separados de la matriz del dique por minerales máficos en disposición tangencial (Figura II.5C) sería una de las pruebas más concluyentes a tener en cuenta sobre este asunto. Los glóbulos de analcima, en su interior, sólo aparecen en un porcentaje reducido de ocasiones y el hecho de que estas esferas sí estén rodeadas por acículas de anfíbol o biotita que las aíslan del resto del ocelo hace pensar, por lo expuesto más arriba, que deben corresponder con una fase rica en H_2O gaseoso formada con posterioridad a la separación de la fase feldespática que la rodea.

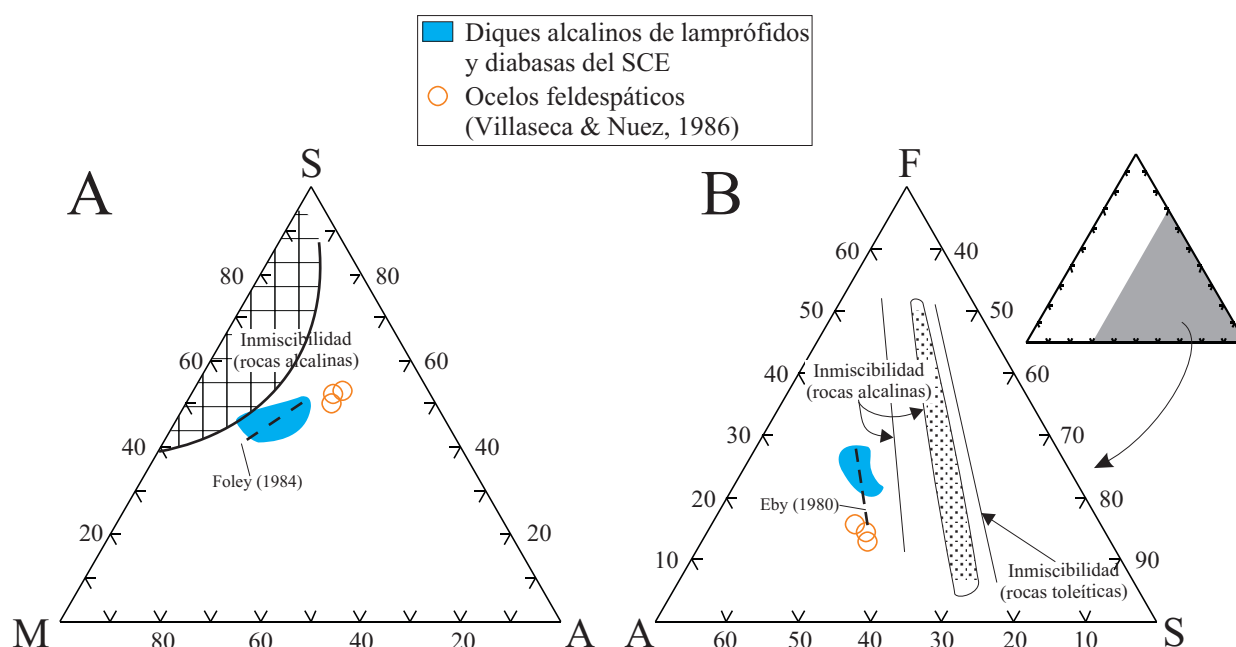


Figura II.43. A: Diagrama de Greig (1927) modificado por Philpotts (1982) en el que está representado el campo de inmiscibilidad líquida para fundidos alcalinos deducida por este último autor, así como la determinada para lamprófidos alcalinos por Foley (1984). En este diagrama S=SiO₂, M=MgO+FeO+TiO₂+CaO+P₂O₅ y A=Al₂O₃+Na₂O+K₂O. B: Diagrama de Freestone (1978) con campos de inmiscibilidad líquida de rocas alcalinas y toleíticas, incluida la línea de inmiscibilidad para rocas alcalinas establecida por Eby (1980). En este diagrama S=SiO₂, F=MnO+FeO+TiO₂+CaO+P₂O₅ y A=Al₂O₃+Na₂O+K₂O+MgO. El área azul representa la composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE y los círculos la composición de tres ocelos feldespáticos presentes en estas rocas, estimada por Villaseca & Nuez (1986).

En las figuras II.12 y II.16 se puede apreciar, las similitudes que existen, respectivamente, entre la composición de los anfíboles o biotitas de los ocelos y las misma fases de la matriz del dique. Esta semejanza reflejaría la nucleación de las distintas fases, bien en la matriz o en el ocelo, a partir de fundidos separados por inmiscibilidad (Foley, 1984; Sorensen et al., 2003), en contraste con las diferencias composicionales que cabría esperar de fases que se forman a partir de un fundido que es el resultado final de un proceso de evolución y diferenciación.

La Figura II.43 muestra dos diagramas: uno construido por Greig (1927) y modificado por Philpotts (1982) (Figura II.43A), en el que se ha representado el campo de inmiscibilidad en rocas alcalinas deducido de los experimentos de Philpotts (1982), y otro muy similar deducido de los datos de Freestone (1978) (Figura II.43B) donde también se ha representado la línea de inmiscibilidad en lamprófidos alcalinos expuesta por Foley (1984). En ambos diagramas se ha proyectado, además, el campo composicional correspondiente a los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, así como la composición de varios ocelos presentes en los diques de lamprófidos (deducida de análisis modales y datos de microsonda electrónica en los minerales), extraídos del trabajo de Villaseca & Nuez (1986). Se puede apreciar que tanto el campo de los lamprófidos del SCE como los tres ocelos caerían próximos al área de inmiscibilidad para rocas alcalinas. Tal y como se discute en el trabajo de Villaseca & Nuez (1986), el elevado contenido en volátiles de los fundidos lamprofidicos haría aumentar el campo de inmiscibilidad, lo que podría afectar a rocas con una composición cercana a la que expresan los diagramas, algo que ya observaron Eby (1980) y Foley (1984).

No obstante, la cuestión sigue estando aún lejos de poder ser dilucidada definitivamente. En la figura II.44 se ha proyectado el rango composicional en elementos traza que definen tres matrices de los diques junto con dos análisis de ocelos (ver composición en Tabla II.17). Se puede ver que, con la excepción de Ti, Zr, Hf y HREE, para el resto de elementos traza, los ocelos muestran un claro enriquecimiento respecto a la composición de la matriz. Esto estaría más en consonancia con el origen por segregación que con el de inmiscibilidad (Bédard, 1994). El alto contenido en P de los ocelos (aproximadamente 6000 ppm, equivalente a más de 1%), también está en desacuerdo con un origen por inmiscibilidad de magmas, pues

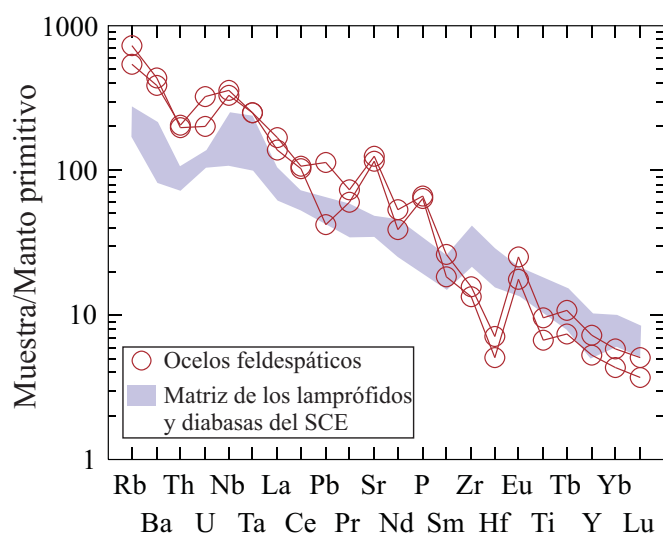


Figura II.44. Composición de elementos traza de los ocelos feldespáticos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) en comparación con la de la matriz de los diques. Los análisis de los ocelos y de la matriz se han determinado mediante la técnica de ablación láser acoplada a un ICP-MS.

Tabla II.17. Composición media de elementos traza de las matrices de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y de los ocelos feldespáticos incluidos en ellos*

Muestra	Matrices de diques			Ocelos	
	101892	103471	103473	76545-1	76545-2
Nº análisis**	20	25	15	8	11
P	s.a.	s.a.	s.a.	5777	6040
Ti	s.a.	s.a.	s.a.	8126	11418
V	97.09	112	251	49.68	86.93
Cr	38.52	68.97	7.31	8.28	12.17
Ni	60.83	75.48	21.63	s.a.	s.a.
Rb	107	120	172	322	436
Ba	734	545	1463	2568	2873
Sr	698	956	827	2311	2490
Y	22.92	22.06	44.92	22.83	31.41
Zr	232	237	442	141	163
Nb	73.09	72.09	169.83	236	217
Hf	4.52	4.47	8.17	1.44	2.02
Ta	3.77	4.36	8.84	9.25	9.31
Th	5.82	8.36	8.10	16.35	15.65
U	2.13	2.76	2.65	6.53	4.12
Pb	s.a.	s.a.	s.a.	6.31	17.16
La	40.53	53.21	68.95	90.08	109
Ce	89.74	107	122	171	178
Pr	8.77	10.69	15.32	15.44	18.75
Nd	32.07	39.44	59.82	48.29	67.21
Sm	6.13	6.83	10.59	7.44	10.59
Eu	2.09	2.46	3.39	2.74	3.92
Gd	5.20	5.41	9.65	5.30	7.63
Tb	0.82	0.80	1.54	0.74	1.07
Dy	4.82	4.75	9.51	4.09	5.74
Ho	0.95	0.98	1.98	0.78	1.11
Er	2.53	2.61	5.16	2.02	2.82
Tm	0.36	0.38	0.69	0.29	0.38
Yb	2.58	2.74	4.50	1.93	2.58
Lu	0.36	0.37	0.60	0.25	0.34

*La composición se ha obtenido mediante la técnica de LA-ICP-MS (análisis en forma de líneas) (ver sección I.5.3.4)

**Número de análisis en forma de línea empleados en el cálculo del valor medio
s.a.: sin analizar

el componente félsico generado sería más pobre en P que el básico (Eby, 1980). Los valores menores de Ti, Zr, Hf podrían estar relacionados con la cristalización en la matriz de óxidos de Fe u otras fases accesorias (circón), ricos en estos elementos, previamente a la segregación de los ocelos.

El problema de los ocelos feldespáticos entronca, también, con el de los diques de pórfidos monzo-sieníticos (dada su similitud composicional y mineralógica), que afloran junto con los diques lamprofídicos en dos de los grandes enjambres de diques: Puerto del Pico-Muñotello y Herradón-Casillas (San Bartolomé de Pinares). Los ocelos feldespáticos, no obstante, aparecen en haces de diques donde no afloran los pórfidos rojos (p.e. Sierra de la Paramera, Peguerinos). Aunque podrían parecer enclaves o glóbulos originados en una mezcla magmática entre fundidos ultrabásicos (lamprófidos) e intermedios-ácidos (monzo-sienitas), el origen de los ocelos también podría estar ligado, de forma directa, al del conjunto de pórfidos, como ya

se apuntaba en trabajos previos (Villaseca & Nuez, 1986; Bea & Corretgé, 1986). Sin embargo, el gran volumen de magma que representan estos últimos diques plantea dos posibles orígenes: inmiscibilidad o fraccionamiento. Estos temas se abordarán posteriormente al hablar de la génesis de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos que acompañan a los lamprófidos y diabasas alcalinas.

Teniendo en cuenta la complejidad de discriminar entre uno u otro origen para los ocelos feldespatícos en base a los datos de que se dispone, y dado que se ha observado que la matriz de los diques puede llegar a presentar analcima y feldespatio potásico en forma intersticial, no puede desecharse la posibilidad de que algunos de los ocelos con formas más irregulares o ameboides correspondan con fundidos segregados en las últimas etapas de cristalización de los diques, posibilidad ya señalada para los ocelos de los lamprófidos del SCE (Pascual & Bea, 1986). De esta manera, estaríamos más próximos a la situación apuntada por Foley (1984) en la que se puede dar la coexistencia de dos poblaciones distintas de estructuras globulares, pudiéndose hablar tanto de un origen por segregación para unas y de inmiscibilidad para otras, dentro de los mismos diques.

II.4.4.2. Ocelos carbonáticos

Al igual que ocurre con los ocelos feldespatícos, las estructuras globulares de carbonato son muy frecuentes en rocas de composición lamprofídica o similar (por ejemplo kimberlitas) (Mitchell, 1986; Rock, 1991). El origen que se propone para ellas con más frecuencia es el de segregados finales de los diques (Donaldson & Reid, 1982; Bédard, 1994), aunque también se han explicado como un proceso de inmiscibilidad magmática similar al que origina los magmas carbonatíticos (Clement, 1975; Clarke & Mitchell, 1975; Mitchell, 1984).

Aunque no disponemos de datos geoquímicos que nos ayuden a discriminar con seguridad entre estas hipótesis magmáticas, los elevados contenidos en Sr y Ba de los carbonatos de los góbulos (Tabla II.12) indican, a su vez, un origen ígneo de la calcita. El resto de posibilidades sugeridas por distintos autores: 1) precipitación de carbonato secundario y 2) asimilación de rocas sedimentarias por parte del fundido silicatado (Lucido et al., 1980; Bernard-Griffiths et al., 1991; Destrigneville et al., 1991; Rock, 1991; Demény & Harangi, 1996) no parecen demasiado plausibles. Pese a que ocasionalmente se puede identificar calcita sustituyendo a minerales de la matriz o fenocristales, esta fase secundaria se diferencia bien de la calcita que se discute en este apartado, presente en diques poco alterados en los que no se aprecian síntomas de entrada de fluidos carbonatados y cuya textura apunta a un origen primario. En cuanto a la asimilación de rocas corticales, como ya se ha visto en base a los datos geoquímicos de los diques, no parece haber sido un proceso importante y, en cualquier caso, dada la composición félsica de la corteza que atraviesan los diques (fundamentalmente granítica y metamórfica, con ausencia de niveles carbonatados en las series metamórficas), hace impensable la participación de procesos de asimilación capaces de producir un fenómeno generalizado de carbonatación de estos diques.

Los glóbulos carbonatados presentes en los lamprófidos y diabasas del SCE se caracterizan por presentar formas pseudoesféricas, contactos netos con los minerales de la matriz, ocasionalmente dispuestos de forma tangencial, y por una composición mineralógica muy sencilla, casi exclusivamente compuesta por calcita en forma de mosaico. Esta textura apunta a la formación de estas estructuras como consecuencia de la segregación de una fase carbonatada en forma de burbujas, durante los últimos estadios de cristalización de los diques, seguramente cuando la $P(\text{CO}_2)$ se hiciese muy elevada y sobrepasase el punto de solubilidad de dicho gas en el fundido. El origen como segregado estaría apoyado por la frecuente presencia de calcita intersticial en la matriz de los diques y por el carácter subvolcánico, epizonal, de los mismos, que generan

facies diatrémicas (Nuez et al., 1981) o vesículas de minerales de baja temperatura, en ocasiones vacías.

II.4.4.3. Vesículas con clinopiroxenos aciculares

Pueden resultar relativamente frecuentes las estructuras formadas en su mayoría por feldespato, clorita, calcita, ceolitas y agregados minerales de clinopiroxenos aciculares dispuestos radialmente (Augustithis, 1978). Su origen ha sido explicado por este último autor como cavidades de gas generadas en los últimos estadios de cristalización del magma. Como ocurría en el caso de los ocelos feldespáticos, a esta hipótesis se le opondría la que considera la actuación de un proceso de inmiscibilidad entre fundidos silicatados en la formación de estos agregados de clinopiroxeno.

No obstante, recuperando los argumentos expuestos en el apartado de los ocelos feldespáticos, la hipótesis de la inmiscibilidad resulta poco probable. Como expone Foley (1984) para las distintas estructuras vesiculares de los lamprófidos de la Península de Labrador, la presencia de minerales máficos crecidos a partir de los bordes de los glóbulos, como es nuestro caso, sería una prueba de cristalización tardía, producida con la matriz casi completamente solidificada, en cuanto que el contacto entre dos supuestos líquidos inmiscibles no es un lugar propicio para el comienzo de la nucleación de las fases minerales. Además, la estructura concéntrica con un núcleo de calcita o clorita rodeado de una banda de albita y, finalmente, el clinopiroxeno radial ubicado en la parte más externa, coincide en gran parte con la que Foley describe al hablar de los ocelos formados como segregados en etapas finales. La interpretación que se ha dado de esa parte más interna constituida por calcita es, coincidiendo con lo propuesto por Augustithis (1978), la de una fase gaseosa inicial exuelta a baja presión, debido al emplazamiento subvolcánico de estos diques. La presencia de algún agregado de clinopiroxeno en forma de venas dentro de los lamprófidos del SCE, estaría de acuerdo con un relleno final de fracturas por parte del líquido rico en volátiles segregado (Foley, 1984; Bédard, 1994). Distintos autores (Foley, 1984; Bédard, 1994; Sorensen et al., 2003) coinciden, también, en que una misma fase cristalina en la matriz del dique y en el ocelo, generadas por un fenómeno de inmiscibilidad, han de tener una composición similar en su núcleo, pero diferentes tendencias de evolución química hacia el borde. Como puede verse en la figura II.45, la composición de los clinopiroxenos de la matriz y los de los agregados es notablemente diferente en todos los casos, encontrándose, por otro lado, que, en su conjunto, forman parte de una misma tendencia de variación composicional. Esto, junto con lo

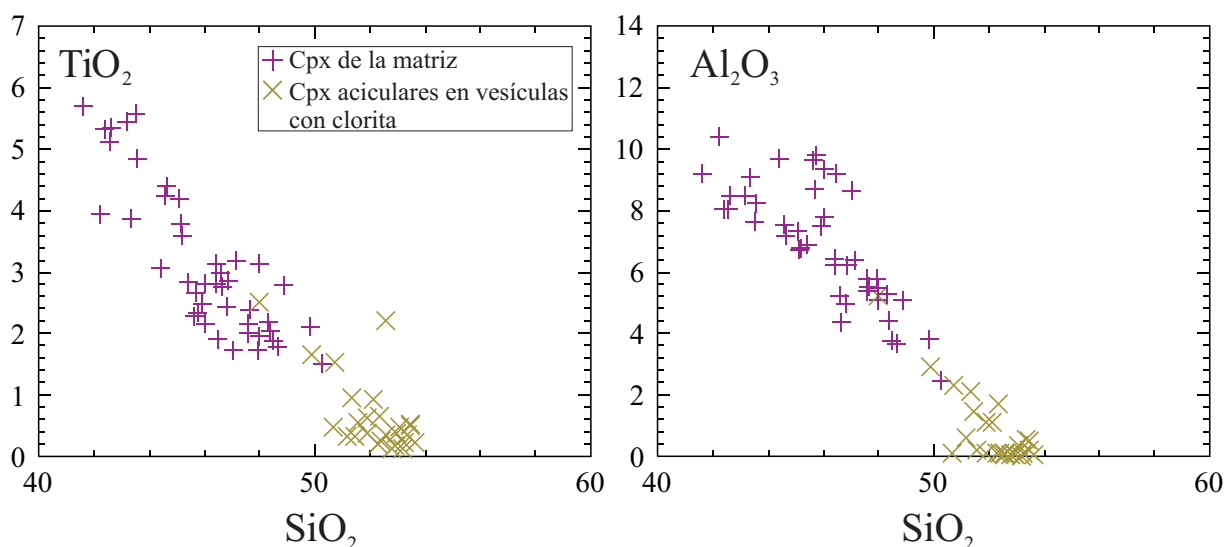


Figura II.45. Composición de los clinopiroxenos de la matriz de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y de los clinopiroxenos aciculares presentes en vesículas con clorita.

ya expuesto, apunta a que el origen de estas vesículas con clinopiroxeno sea el de líquidos segregados por el dique en los últimos estadios de cristalización. La formación de baritina dentro de estas estructuras vendría a representar una elevada concentración de Ba, elemento altamente incompatible y, por lo tanto, susceptible de aumentar su concentración en líquidos segregados, junto con el azufre; ambos elementos estarían en elevada concentración en el dique de San Bartolomé de Pinares.

II.4.5. ¿ASIMILACIÓN DE MATERIALES CORTICALES?

Teniendo en cuenta que el magma que dio lugar a los diques debe haberse estancado en algún punto de la corteza inferior, hay que considerar la posibilidad de que haya habido un proceso de asimilación de materiales corticales profundos.

La corteza inferior del SCE parece estar formada fundamentalmente por granulitas metaígneas, como se deduce del estudio de los enclaves que transportan los diques de lamprófidos y diabasas (Villaseca et al., 1999; Orejana et al., 2005b). Existen distintos cocientes de elementos traza que se utilizan habitualmente para indicar la posible modificación de la composición de fundidos de origen mantélico por la adición de material de la corteza terrestre. La relación Ce/Pb es una de ellas. Su valor en la corteza continental se encuentra próximo a 3.9 (Rudnick & Gao, 2003), dado su elevado contenido en Pb, mientras que es igual (aproximadamente) a 25 en el manto (MORB y OIB; Sun & McDonough, 1989; Hofmann et al., 1986). El valor de la relación Ce/Pb en los xenolitos granulíticos del SCE suele estar cercano a 5 (Villaseca et al., 1999), mientras que en los diques de lamprófidos y diabasas se encuentra entre 14 y 30, aunque la mayoría no supera el de 25 (Figura II.46A). El lamprófido con una relación Ce/Pb cercana a 3 (dique 78850 de Hoyo de Pinares) no puede haberse contaminado con materiales continentales, puesto que dicho valor es incluso inferior al de la corteza. En este caso cabría la posibilidad de que se hubiese producido una contaminación de Pb durante el proceso de tratamiento de la muestra. Similares valores de Ce/Pb han sido determinados en rocas similares, como los lamprófidos ultramáficos de Beaver Lake (Antártida) (Andronikov & Foley, 2001), sin que se haya propuesto una asimilación significativa de rocas de la corteza.

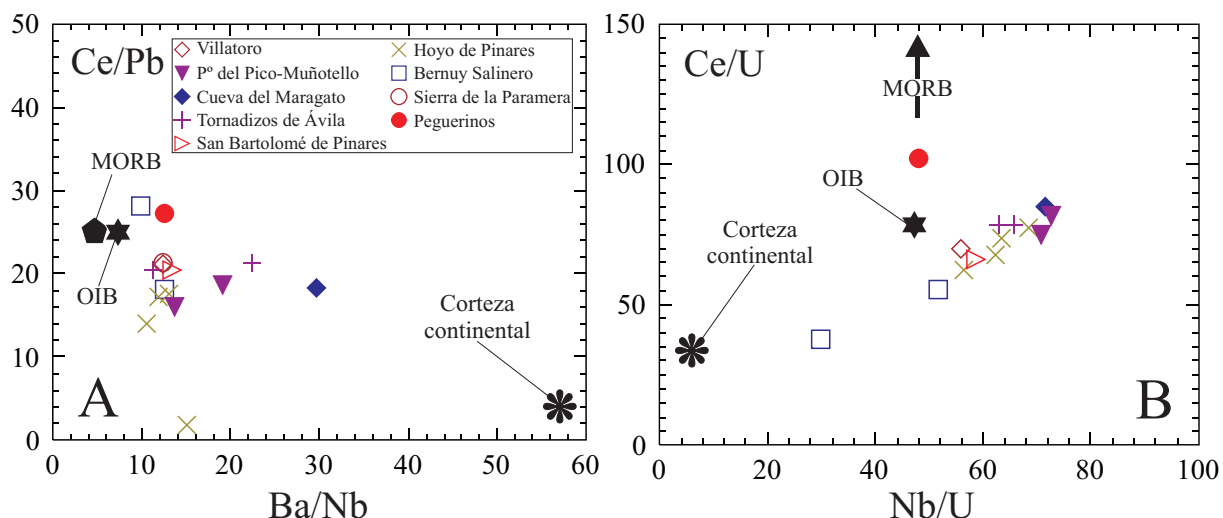


Figura II.46. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ce/Pb, Ba/Nb, Ce/U y Nb/U. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989) y de la corteza continental (Rudnick & Gao, 2003).

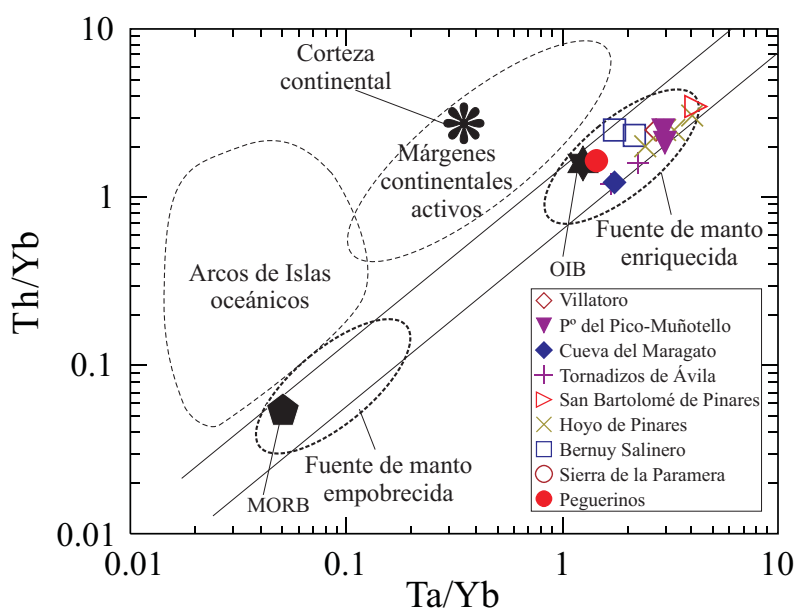


Figura II.47. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Th/Yb y Ta/Yb. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989) y de la corteza continental (Rudnick & Gao, 2003). Los campos correspondientes a los arcos de islas oceánicas, los márgenes continentales activos, las fuentes de manto empobrecidas y enriquecidas y el “mantle array” están extraídos de Wilson (1989).

Por otro lado, el valor medio de la relación Ba/Nb de la corteza continental es superior a 30 en la mayoría de los casos (Weaver & Tarney, 1984; Taylor & McLennan, 1985; Shaw et al., 1986; Wedepohl, 1994; Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003); en los enclaves de granulitas se encuentra siempre por encima de 40 (Villaseca et al., 1999), reflejando el típico enriquecimiento en Ba de los materiales corticales respecto a los de origen mantélico, mientras que su valor en la mayoría de los diques del SCE es relativamente constante entre 5 y 15 (Figura II.46A). Los tres diques que poseen una relación Ba/Nb mayor deben dicho aumento, seguramente, en un caso a la abundancia de fenocristales de flogopita (rica en Ba), que les da un carácter ligeramente acumulado, y en el caso del dique de la Cueva del Maragato, a su elevado porcentaje de fenocristales de clinopiroxeno (pobre en Nb). Según Davidson et al. (1987, 1988), dicha relación se mantendría constante durante un proceso de fraccionamiento cristalino y se incrementaría notablemente en función de la asimilación de materiales de la corteza. Aunque no se puede descartar que los valores ligeramente inferiores de la relación Ce/Pb de algunos diques (llegando hasta 14) puedan implicar cierta asimilación de la corteza, la ausencia de anomalía negativa de Pb, así como el pico positivo de Nb-Ta en los diagramas normalizados al manto primitivo (Figura II.36), hacen pensar que dicho proceso no controla la geoquímica de los diques del SCE.

Otras relaciones de elementos traza que nos ayudan a evaluar la posible contaminación cortical de magmas de derivación mantélica son las de Th/Yb y Ta/Yb (Figura II.47). La relación Th/Yb es sensible a la contaminación por materiales corticales (lo que haría que su valor aumentase), y la relación Ta/Yb lo es a un proceso de subducción y reciclaje de materiales de la corteza (que haría decrecer su valor). En la figura II.47 se han proyectado dichas relaciones en un diagrama clásico junto con los campos de influencia del manto empobrecido (MORB), el manto enriquecido (OIB) y composiciones asociadas a ambientes de subducción o colisión continental (arcos-isla y márgenes activos) (Wilson, 1989), pero en nuestro caso todas las muestras se mantienen dentro de la línea que marca la composición de un manto no contaminado o no afectado por procesos de asimilación o subducción (“mantle array”; Figura II.47).

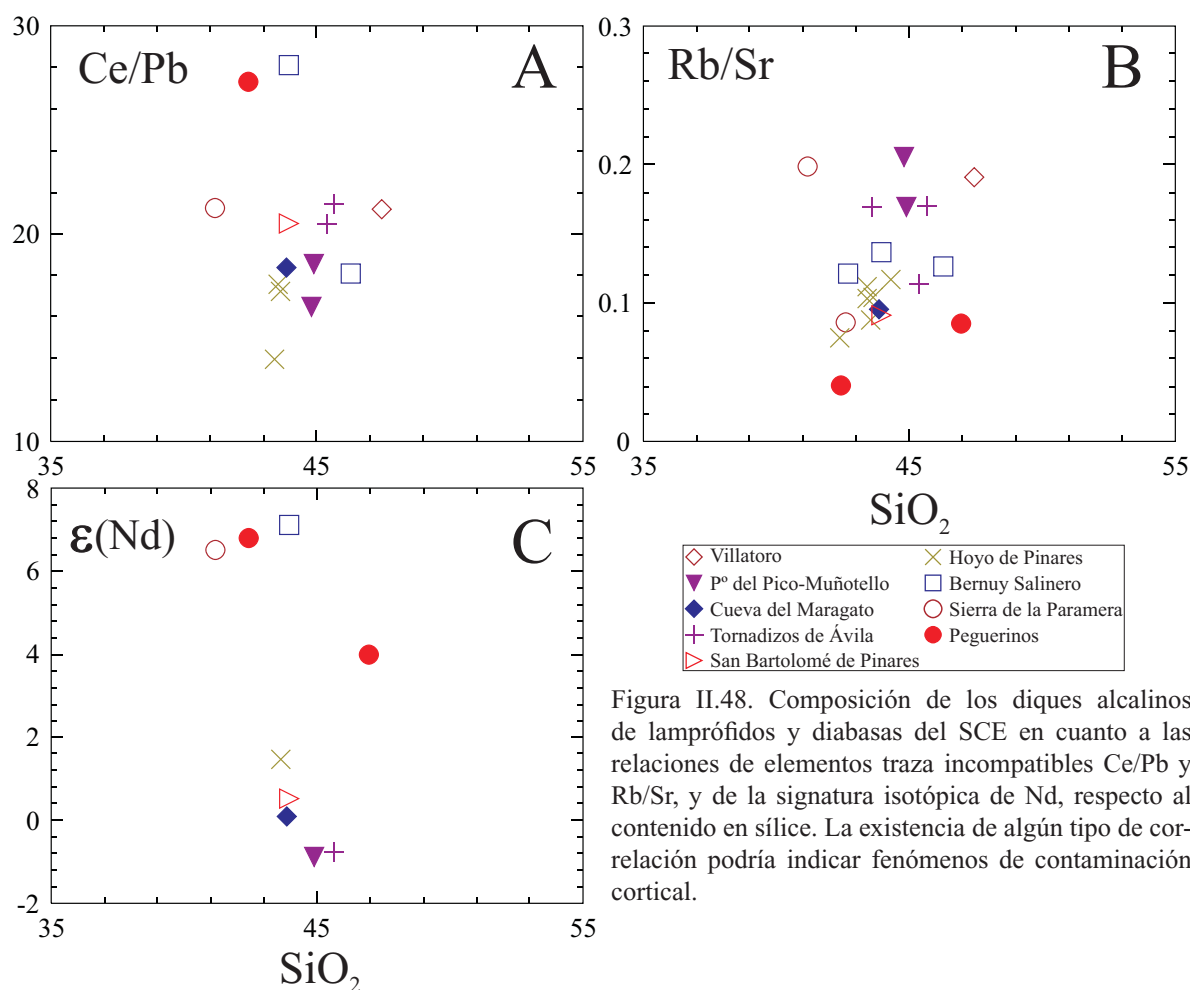


Figura II.48. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ce/Pb y Rb/Sr, y de la signatura isotópica de Nd, respecto al contenido en sílice. La existencia de algún tipo de correlación podría indicar fenómenos de contaminación cortical.

De un proceso de asimilación cortical importante cabría esperar la existencia de una correlación negativa del contenido en SiO_2 con respecto a la relación Ce/Pb y a la signatura isotópica $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd), y una correlación positiva entre SiO_2 y la relación Rb/Sr; sin embargo, dichas correlaciones, de manera general, no se aprecian en los diques (Figura II.48). No obstante, hay que señalar que las dos muestras del dique de Peguerinos (81938 y 101892) dan lugar a una ligera disminución del valor de ϵNd y a un aumento de la relación Rb/Sr con el contenido en SiO_2 , lo que podría deberse a la presencia en la muestra analizada más rica en Si de algún fragmento xenocristalino de rocas de la corteza inferior, que aparecen con frecuencia incluidas en este dique. La correspondencia con una composición de tipo OIB se aprecia también si consideramos los cocientes Ce/U y Nb/U (Figura II.47B). El valor medio de la relación Nb/U de la corteza continental es de 6-12 (Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003), que contrasta claramente con los de los diques de lamprófidos y diabasas, que se encuentran entre 30 y 72. Además, el contenido en SiO_2 del conjunto de diques del SCE muestra un rango de valores relativamente estrecho (42-48%) que reduciría la posible asimilación de rocas de la corteza a un porcentaje poco significativo.

Por lo tanto, si bien no se puede descartar la posibilidad de que se haya producido una contaminación por rocas de la corteza inferior en bajo porcentaje (como parece señalar el caso del dique de Peguerinos), este proceso es poco significativo y no sería suficiente para explicar la variación composicional que se produce en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y, en consecuencia, no es un proceso fundamental en la diferenciación de estos magmas mantélicos. Al igual que no hay rasgos geoquímicos de asimilación cortical significativa durante el transporte y emplazamiento de los magmas lamprófidos, no hay indicios

geoquímicos, tampoco, de un enriquecimiento por un evento de subducción cortical, algo que se explicará en detalle más adelante.

II.4.6. CARACTERÍSTICAS DE LAS FUENTES MANTÉLICAS

II.4.6.1. Composición mineralógica del área fuente

Los diques del SCE no transportan enclaves que puedan ser claramente identificados como peridotitas del manto, por lo que no tenemos evidencia directa de la composición del mismo bajo el SCE. No obstante, el enriquecimiento del manto en elementos fuertemente incompatibles está ligado a la formación de minerales ricos en volátiles (metasomatismo modal; Wilson, 1989; Rogers et al., 1992; Taylor et al., 1994; Arndt et al., 1995; Hegner et al., 1995) como anfíbol, flogopita o apatito, entre otros, bien diseminados homogéneamente, bien concentrados en forma de venas o diques. Evaluaremos ahora la posibilidad de que dichos minerales estén presentes en las fuentes mantélicas de los diques basándonos en la geoquímica de éstos últimos (relaciones de elementos traza), aunque la falta de datos directos de enclaves y la ausencia de diques con composiciones estrictas de fundidos primarios hace más difícil llegar a precisar el tipo y cantidad de minerales metasomáticos presentes en el manto.

Aunque el clinopiroxeno mantélico de origen metasomático puede alcanzar elevados contenidos en Sr (100-600 ppm) y LREE (La = 10-100 ppm; Ce = 20-200) (Erlank et al., 1987; Hauri et al., 1993; Ionov et al., 1997; Zanetti et al., 1999; Van Achterberg et al., 2001), no le ocurre lo mismo con elementos como el Ba o el Nb. Por lo tanto, pese a la posible influencia del clinopiroxeno del manto en la composición de los diques del SCE en Sr y REE, se hace necesaria la intervención de otras fases ricas en incompatibles.

El marcado carácter potásico de buena parte de los diques, así como los elevados contenidos en elementos fuertemente incompatibles (Rb, Ba, Nb, Ta; Tabla II.14), indican que en la fusión que ha dado

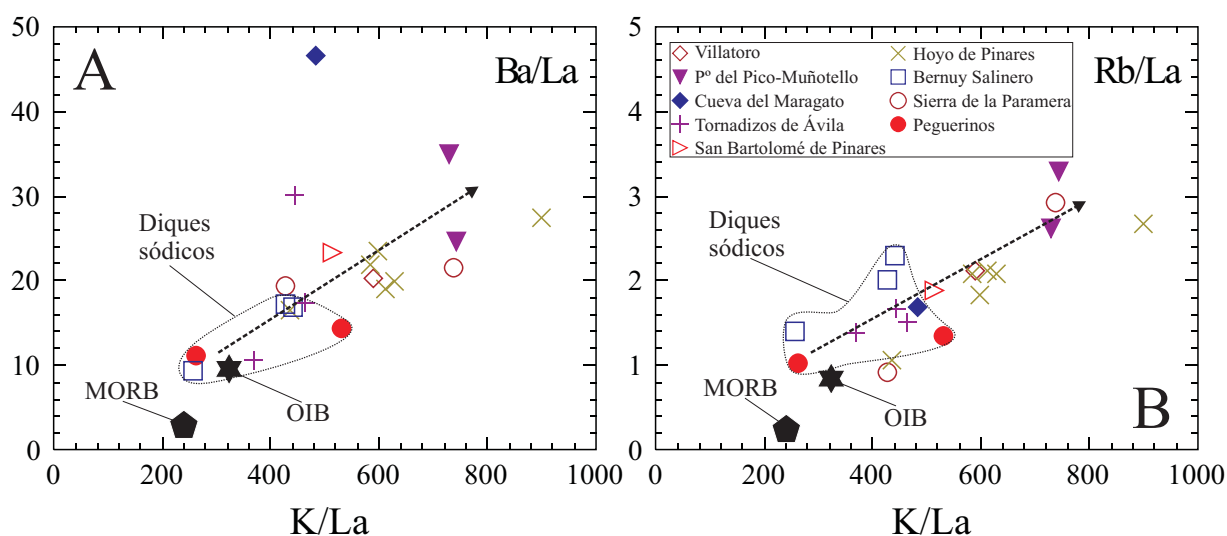


Figura II.49. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ba/La, K/La y Rb/La. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989). Los diques sódicos han sido diferenciados por presentar valores de dichas relaciones menores que el resto de diques. La flecha, por otro lado, indicaría la presencia de correlación positiva entre K/La y Ba/La - Rb/La, lo cual podría implicar la intervención de flogopita durante la fusión del área fuente mantélica.

origen a los magmas lamprófidos deben haber participado fases ricas en K y volátiles, muy probablemente anfíbol y/o flogopita. De fundidos formados por bajas tasas de fusión parcial de un manto con anfíbol o flogopita, cabría esperar elevadas relaciones K/La, puesto que dichos elementos se fraccionarían con la incorporación de estos minerales al fundido. En general, esta condición se cumple para los diques de lamprófidos y diabasas del SCE estando los valores de K/La en el rango 257-900, muy por encima de los valores que muestran los basaltos alcalinos (268-279; datos extraídos de Wilson, 1989) o los OIB (Figura II.49A). El anfíbol metasomático que aparece en los xenolitos del manto suele ser de tipo pargasita, con contenidos de K_2O próximos a 1%, y es el mineral que controla de forma fundamental el comportamiento de Nb y Ta durante la fusión en el manto (O'Reilly & Griffin, 1988; Ionov & Hofmann, 1995; Chazot et al., 1996; Ionov et al., 1997; Zanetti et al., 1999). Los diques de lamprófidos y diabasas del SCE poseen contenidos de Nb (45-110 ppm) y Ta (3.5-8.9 ppm) muy elevados, que les proporcionan una característica anomalía positiva (Figura II.36). Esta característica geoquímica de los diques hace pensar que el anfíbol ha participado en el proceso de fusión.

Algunos autores relacionan la génesis de los magmas potásicos y ultrapotásicos con la presencia en el manto de flogopita (Foley, 1992; Perini et al., 2004b). Un fenómeno de fusión parcial en el que la flogopita participase en porcentajes variables debería implicar variaciones en las relaciones K/La, Ba/La y Rb/La, ya que el comportamiento de K, Rb y Ba durante la fusión está controlado por la flogopita, cuando este mineral está presente; de tal manera que dichas relaciones deberían correlacionarse positivamente entre sí. En la figura II.49 se observa que dicha correlación ciertamente existe, salvo para la muestra de la Cueva del Maragato en el caso del Ba/La (lo que debe estar relacionado con su carácter de acumulado rico en fenocristales).

Además de las anteriores relaciones de elementos traza, otras como Ba/Nb, Ba/Ce, Rb/Sr o K/Zr van a estar muy influenciadas según el mineral o los minerales metasomáticos presentes en el manto (anfíbol, flogopita o apatito) (Ionov et al., 1997). En la figura II.50 se han proyectado dichas relaciones de elementos incompatibles para los diques del SCE así como para otros materiales de referencia, como los OIB, los MORB y también los campos composicionales del apatito, el clinopiroxeno, la flogopita y el anfíbol en el manto (Ionov et al., 1997). La composición de los diques es muy similar al rango que define el anfíbol, característica que se da en la mayoría de las rocas volcánicas comunes (Ionov et al., 1997), incluidas también rocas ultrapotásicas claramente asociadas a fusión de un manto rico en flogopita (Figura II.50; Wilson, 1989). Sin embargo, en la figura II.50A se aprecia que las relaciones Ba/Nb y Ba/Ce se correlacionan positivamente y tienden a alejarse hacia el campo composicional de la flogopita mantélica. El fraccionamiento del Ba respecto a Nb y Ce debe estar relacionado con la fusión de la flogopita. Algo similar ocurre en la figura II.50B con las relaciones K/Zr y Rb/Sr. Algunos autores sugieren que aquellos dominios de manto litosférico con una relación Rb/Sr > 0.03 deben tener un porcentaje modal considerable de mica y altas relaciones flogopita/clinopiroxeno (Ionov et al., 1997). En la figura II.50B se puede ver que la relación Rb/Sr de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE oscila entre 0.04 y 0.2. Estos datos indican que es muy posible que la flogopita haya participado en la fusión del manto que originó los fundidos primarios de los lamprófidos.

Hay que tener en cuenta, no obstante, que una parte de los diques poseen relaciones $Na_2O/K_2O > 1$ (diques sódicos). Éstos, además, poseen valores bajos de K/La, Ba/La, Rb/La, Ba/Nb y Ba/Ce con respecto al conjunto de diques y no parecen seguir la misma tendencia positiva en los diagramas II.49 y II.50A. Estos datos indican la ausencia de flogopita en el manto durante la fusión de los diques sódicos.

El hecho de que no existan anomalías negativas de K en los espectros normalizados al manto primitivo

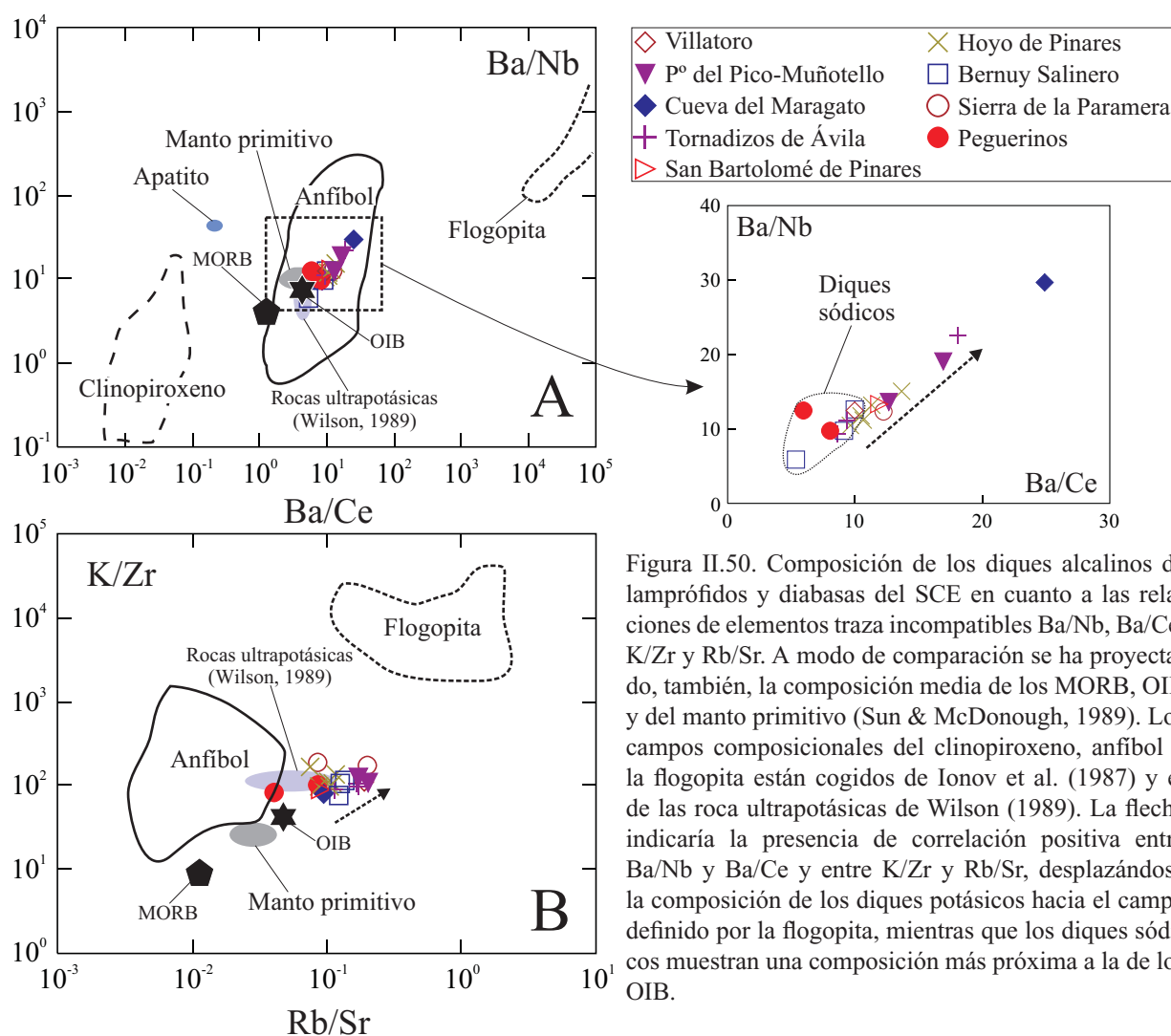


Figura II.50. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ba/Nb, Ba/Ce, K/Zr y Rb/Sr. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB, OIB y del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Los campos composicionales del clinopiroxeno, anfíbol y la flogopita están cogidos de Ionov et al. (1987) y el de las roca ultrapotásicas de Wilson (1989). La flecha indicaría la presencia de correlación positiva entre Ba/Nb y Ba/Ce y entre K/Zr y Rb/Sr, desplazándose la composición de los diques potásicos hacia el campo definido por la flogopita, mientras que los diques sódicos muestran una composición más próxima a la de los OIB.

de ninguno de los diques (sódicos o potásicos) (Figura II.36) implica que el anfíbol y/o la flogopita no han quedado en el manto en forma residual, sino que deben haberse consumido completamente durante la fusión. Además, el hecho de que estos diques no lleguen a poseer una composición ultrapotásica parece indicar que la cantidad de flogopita consumida no puede representar un porcentaje muy elevado.

En base a todo lo anterior, se puede afirmar que los elevados contenidos de K y elementos traza incompatibles de los diques hace necesaria la participación en la fusión de minerales hidratados ricos en K (anfíbol y flogopita). La correlación positiva que existe en los diques potásicos entre relaciones de elementos traza claramente controladas por la presencia en el manto de flogopita (K/La, Ba/La, Rb/La) ponen de manifiesto la participación de este mineral, mientras que en los diques sódicos tal evidencia no existe. Estos últimos diques, por lo tanto, deben haberse formado a partir de la fusión de un manto con anfíbol, que podría haber participado, igualmente, en el origen de los diques potásicos, dados los elevados contenidos en Nb-Ta que se registran en todos los casos. La ausencia de anomalía negativa de K, Rb y Ba indica que dichas fases potásicas (tanto flogopita como anfíbol) deben haberse consumido totalmente durante la fusión. Este hecho, junto con la ausencia de composiciones claramente ultrapotásicas, indica que la cantidad de flogopita implicada no puede haber sido muy grande.

El contenido de los diques en P_2O_5 es elevado (0.3-1%) (Tabla II.7). El mineral fundamental que controla la incorporación de P en los fundidos mantélicos es el apatito, pudiendo estar presente en el

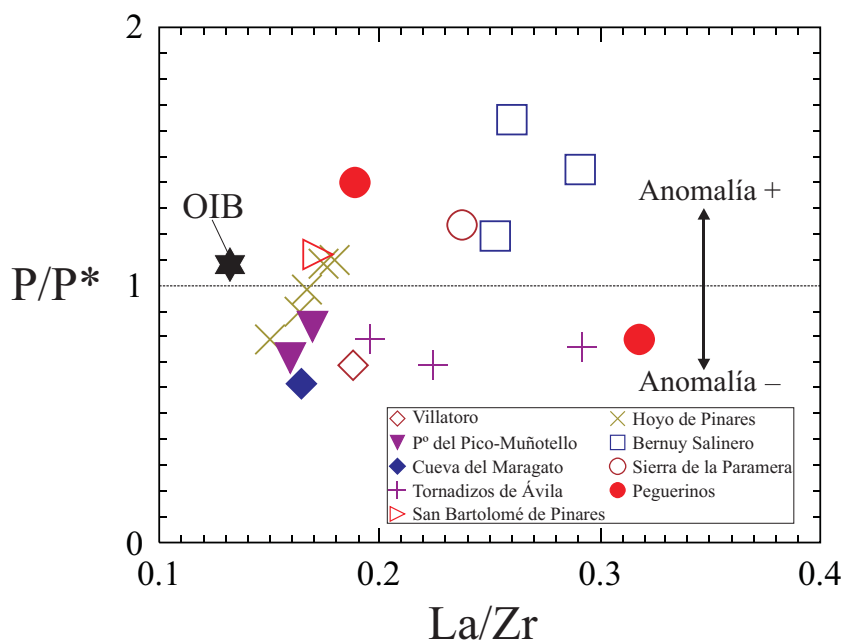


Figura II.51. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en La/Zr respecto a la anomalía de P que presentan. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los OIB (Sun & McDonough, 1989).

manto en proporciones accesorias (Ionov et al., 1997; O'Reilly & Griffin, 2000). Este mineral controla las variaciones en las relaciones LREE/HREE y LREE/HFSE, puesto que incorpora en su estructura preferentemente las tierras raras ligeras: pero no produce el mismo efecto sobre las relaciones LILE/HFSE (Sun & Hanson, 1976; Larsen, 1979; Pearce & Norry, 1979; Wörner et al., 1983; Ionov et al., 1997). La presencia de apatito como residuo en el manto provocaría una anomalía negativa de P en la composición de los magmas derivados por fusión parcial y bajos valores de LREE/HFSE. Los diques del SCE no muestran un comportamiento uniforme en cuanto a la presencia de anomalías de P (puede ser positiva o negativa; Figura II.51), pero se observa que las muestras con anomalías negativas poseen las relaciones La/Zr más bajas (Figura II.51), con la excepción de los diques ricos en K-Ti de Tornadizos de Ávila y un dique de Peguerinos. Esto podría indicar la presencia de apatito residual en el manto bajo el SCE, dado el control de dicho mineral sobre el P y las relaciones LREE/HFSE.

Sin embargo, una parte de los diques dan lugar a anomalías positivas de P, incrementándose notablemente la relación La/Zr en esos casos (principalmente en el dique de Bernuy Salinero). La presencia frecuente de fenocristales de apatito que pueden llegar a superar 1 mm de tamaño en el dique de Bernuy Salinero y en menor tamaño y frecuencia en otros diques (San Bartolomé de Pinares), podría explicar dichos incrementos. Este efecto de acumulación de apatito en la composición de las muestras del dique de Bernuy Salinero se puede observar al proyectar las relaciones P/Zr y P/Hf respecto a U/Pb y Th/Pb (Figura II.52), cocientes estos últimos claramente controlados por la fusión o cristalización de apatito. Estas muestras de Bernuy Salinero se desmarcan de la mayor parte de los diques alcalinos del SCE, que poseen valores próximos a los de los OIB.

Los contenidos en Th y U de los lamprófidos y diabasas del SCE son altos (Tabla II.14), encontrándose entre 60 y 100 veces por encima de los valores del manto primitivo (Figura II.36), lo que estaría de acuerdo con la participación de apatito en la fusión del manto. No obstante, las marcadas anomalías negativas de U-Th en la mayoría de los diques, con la excepción del de Bernuy Salinero (Figura II.36B), implica que parte del apatito habría quedado retenido como mineral residual en el área fuente. Por lo tanto, la geoquímica

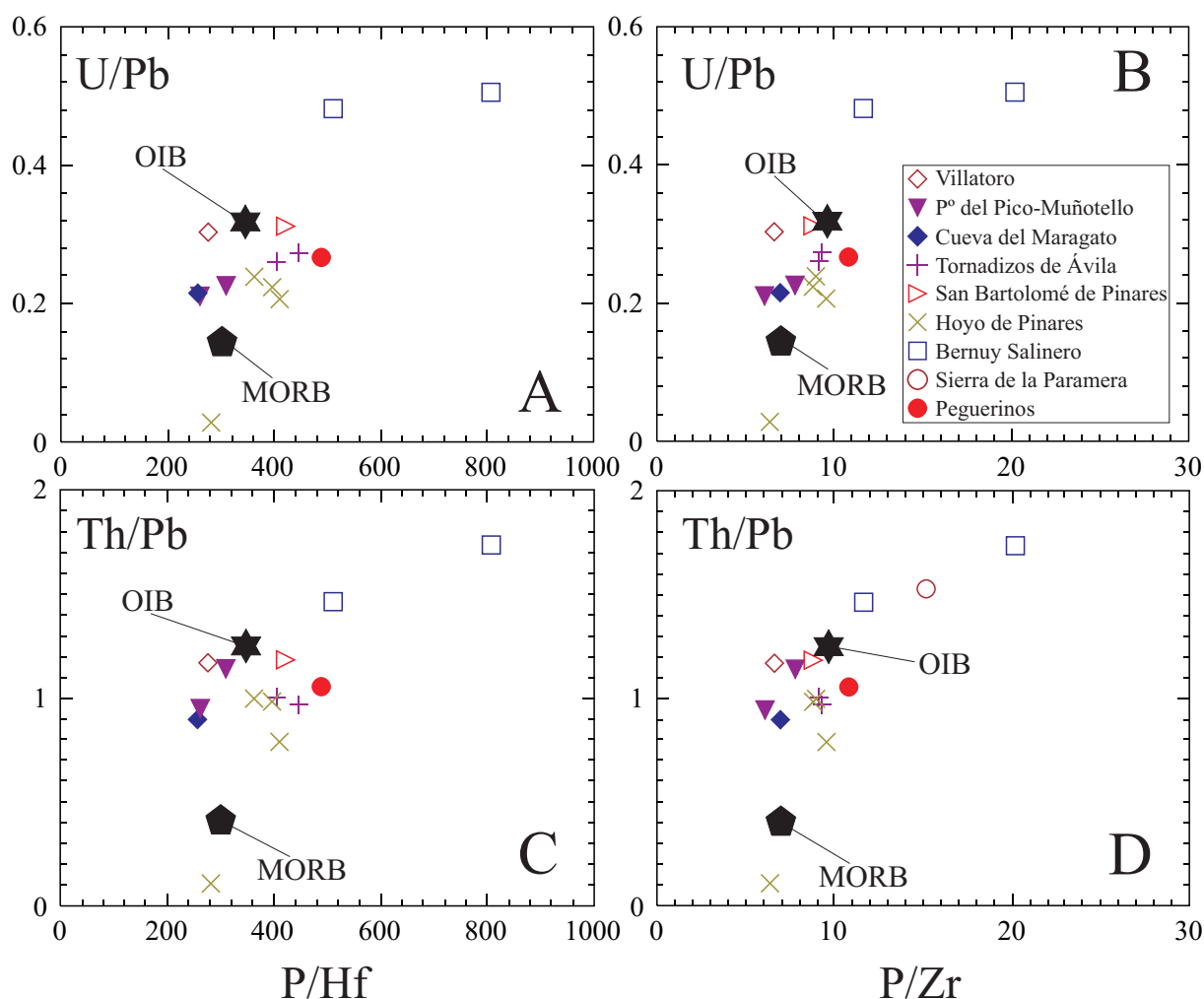


Figura II.52. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles U/Pb, Th/Pb, P/Hf y P/Zr. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989). Destacan, por su elevado contenido en dichas relaciones, las muestras del dique de Bernuy Salinero.

de elementos traza de los diques parece indicar que el apatito participó en la fusión que dio origen al magmatismo alcalino del SCE, tanto en los diques sódicos como en los potásicos, quedando parte en el residuo. La cristalización y acumulación por flotación de fenocristales de apatito magmático a partir del fundido rico en P_2O_5 ha podido falsear el espectro de elementos traza normalizados al manto primitivo en algunos casos (apareciendo anomalías positivas de P fundamentalmente en el dique de Bernuy Salinero).

La ausencia de anomalías negativas en Ti y Zr en los espectros multielementales normalizados al manto primitivo de los diques de lamprófidos y diabasas (Figura II.36) excluye la posibilidad de que exista ilmenita, rutilo o circón residual en el área fuente.

II.4.6.2. Heterogeneidad de las fuentes de manto

Aparte de las signatures isotópicas, otros datos que se suelen utilizar para caracterizar las fuentes de los fundidos primarios son las relaciones de elementos fuertemente incompatibles en el momento de la fusión del manto (p.e. Rollinson, 1993). Dichas relaciones van a depender principalmente de las fuentes a partir de las cuales se han generado. La utilización de diagramas en los que se proyectan cocientes de elementos traza, tanto en el eje vertical como en el horizontal, minimiza los posibles efectos del fraccionamiento entre elementos que se puede producir durante procesos de cristalización fraccionada (p.e. Minster & Allègre,

1978). Estos valores pueden modificarse significativamente por mezcla con materiales cuyas relaciones de elementos incompatibles sean muy diferentes, como puede suceder entre fundidos derivados de la corteza y el manto o mediante diversos grados de asimilación. Sin embargo, los diques alcalinos del SCE no muestran, como ya se ha visto, signos de contaminación significativa por rocas corticales.

La ligera heterogeneidad descrita en la composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE indica la presencia de un manto heterogéneo y la participación de diferentes pulsos magmáticos. No obstante, todos los diques se caracterizan por un elevado contenido en LILE, REE y HFSE, y por elevadas relaciones $(\text{Ce/Yb})_N$ (Figura II.36), lo que implica que deben haberse formado por bajas tasas de fusión parcial de un manto enriquecido. En la figura II.53 se han representado las relaciones Ce/Y y Zr/Nb de los diques del SCE junto con las líneas que describen la fusión en equilibrio no-modal (Shaw, 1970) de dos fuentes de manto (una enriquecida en trazas y otra empobrecida), en ambos casos para dos litologías bien diferenciadas (lherzolita con granate y lherzolita con espinela), según cálculos de Upton et al. (2004). La relación Ce/Y aumentará cuando el manto que funde sea rico en granate, puesto que este mineral suele permanecer en el residuo tras la fusión, por su carácter refractario, y es, además, una fase que incorpora Y de forma preferente frente al resto (olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno). Los lamprófidos y diabasas del SCE poseen relaciones Ce/Y relativamente elevadas (2-5; sin considerar el acumulado piroxenítico de la Cueva del Maragato) y se distribuyen en un área a medio camino entre el manto con granate y el manto con espinela (Figura II.53) y los valores correspondientes de tasa de fusión se encontrarían en el rango 0.2-2%, para una fuente enriquecida en elementos traza como debe ser la que origina este magmatismo.

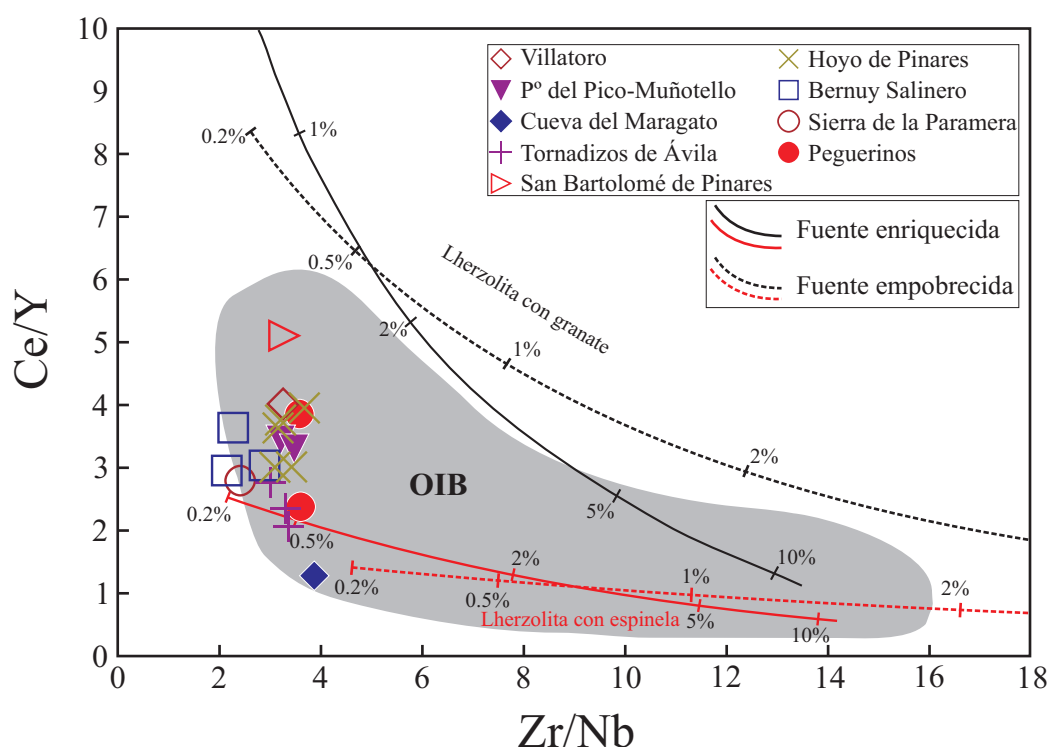


Figura II.53. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ce/Y y Zr/Nb. A modo de comparación se ha proyectado el rango composicional de los OIB (extraído de Upton et al., 2004). Las líneas dibujadas describen la fusión en equilibrio no modal de Shaw (1970). Las de color negro representan la variación composicional de una lherzolita con granate, mientras que en rojo indicarían la variación de una lherzolita con espinela. En ambos casos se representan los resultados para fuentes enriquecidas y empobrecidas. El conjunto de los diques del SCE poseen una composición transicional entre el campo de la lherzolita con granate y el de la lherzolita con espinela.

De igual manera, en la figura II.54 (modificada de Seghedi et al., 2004) se han representado las relaciones Sm/Yb y La/Sm de los diques junto con las curvas de fusión en equilibrio de Shaw (1970) para una lherzolita con granate, una lherzolita con espinela y una lherzolita con granate y espinela a partes iguales, en todos los casos considerando una fuente tipo manto primitivo (PM) y una fuente más enriquecida que Seghedi et al. (2004) denominan EAM (*enriched asthenospheric mantle*). La presencia de granate en la fuente (en forma residual) produce un decrecimiento de la relación Sm/Yb de los fundidos formados en el campo de estabilidad de dicho mineral, dado que tiende a retener las HREE (Yb) frente a LREE o MREE. La composición de los diques alcalinos del SCE está, en cualquier caso, de acuerdo con tasas de fusión bajas (ligeramente por encima del 1%) en el campo de estabilidad del granate, aunque posiblemente aún coexistiendo con la espinela (Figura II.54). La relación $(\text{Dy}/\text{Yb})_N$ de los diques está comprendida entre 1.2 y 2.0. Estos valores representan un fraccionamiento de HREE entre fuerte y moderado. Por dicha razón, estos datos parecen estar de acuerdo con un proceso de fusión parcial de un manto peridotítico en presencia de granate residual (Frey et al., 1991; Moghazi, 2003), lo que indicaría una profundidad de al menos 80 Km (McKenzie & O’Nions, 1991) para las fuentes de los diques.

Las relaciones Y/Nb y Zr/Nb de los diques lamprófidos del SCE van de 0.22 a 0.92 y de 2.17 a 3.87, respectivamente (Figura II.55). Estos valores tan bajos son propios de un manto enriquecido similar al que da lugar a los OIB ($\text{Zr}/\text{Nb}=5.8$; Sun & McDonough, 1989) y estarían muy lejos de los valores de un manto tipo MORB o de los de la corteza continental (Figura II.55). Esto se debe al elevado contenido en

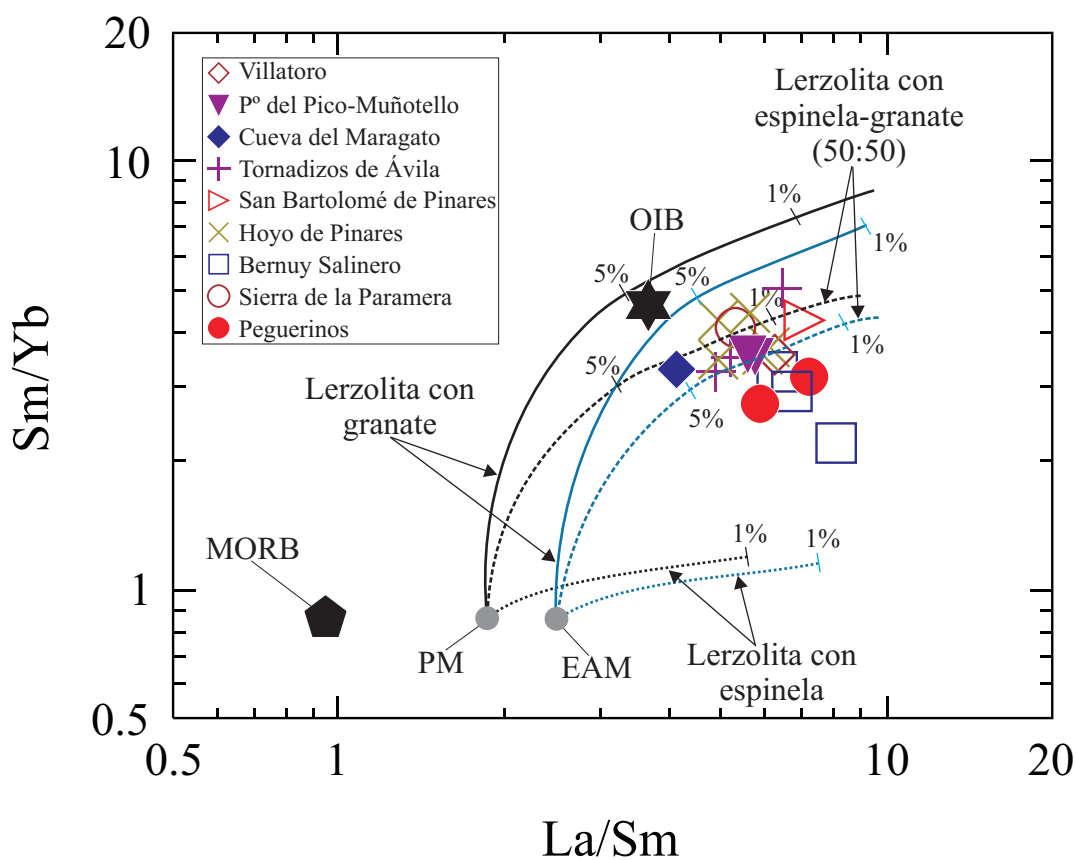


Figura II.54. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Sm/Yb y La/Sm y curvas de fusión en equilibrio de Shaw (1970). Se han considerado dos áreas fuente distintas como materiales de partida: el manto primitivo (PM) y una fuente más enriquecida denominada por Seghedi et al. (2004) “enriched asthenospheric mantle” (EAM). Para cada una de ellas se ha representado la fusión de una lherzolita con espinela, de una lherzolita con espinela y granate a partes iguales y de una lherzolita con granate. A modo de comparación se ha proyectado la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989).

Nb de los diques respecto a los otros materiales ígneos. Por otro lado, las relaciones Th/Yb y Ta/Yb son altas en los diques del SCE (1.18-3.42 y 1.45-4.20, respectivamente), con una composición similar a un manto de tipo OIB, dado su elevado contenido en Th y Ta en comparación con los valores de un manto empobrecido o de la corteza inferior (Figura II.47). Los lamprófidos y diabasas se proyectan dentro de la línea de evolución del manto, lo que corrobora la ausencia de contaminación por materiales de la corteza continental (empobrecida en Ta).

Los principales grupos que se diferenciaron al describir la geoquímica de roca total fueron los diques sódicos (diabasas), los diques ricos en K-Ti (Tornadizos de Ávila), el dique rico en MgO de la Cueva del Maragato, el dique de San Bartolomé de Pinares y el grupo principal de lamprófidos. En cualquier caso, no se puede establecer una separación clara entre diques isotópicamente enriquecidos y empobrecidos atendiendo únicamente a la geoquímica de roca total, puesto que la composición de dichos grupos se solapa en muchos casos. Esto indica que la fusión en ambas fuentes mantélicas debe haberse producido en varias etapas.

El grupo principal de diques muestra una composición relativamente homogénea. En superficie estos enjambres filonianos distan más de 100 Km, en algunos casos, unos de otros, e isotópicamente poseen diferentes signatures (el dique de la Sierra de la Paramera se proyecta junto con las diabasas de Peguerinos y Bernuy Salinero), por lo que es seguro que se deban a más de un pulso magmático. Sin embargo, su geoquímica de elementos traza y mayores es muy similar y, como se ha señalado antes, está de acuerdo con la fusión de un manto metasomatizado, dentro del campo de estabilidad del granate, en la que deben haber participado también minerales ricos en K y volátiles (anfíbol, flogopita y apatito).

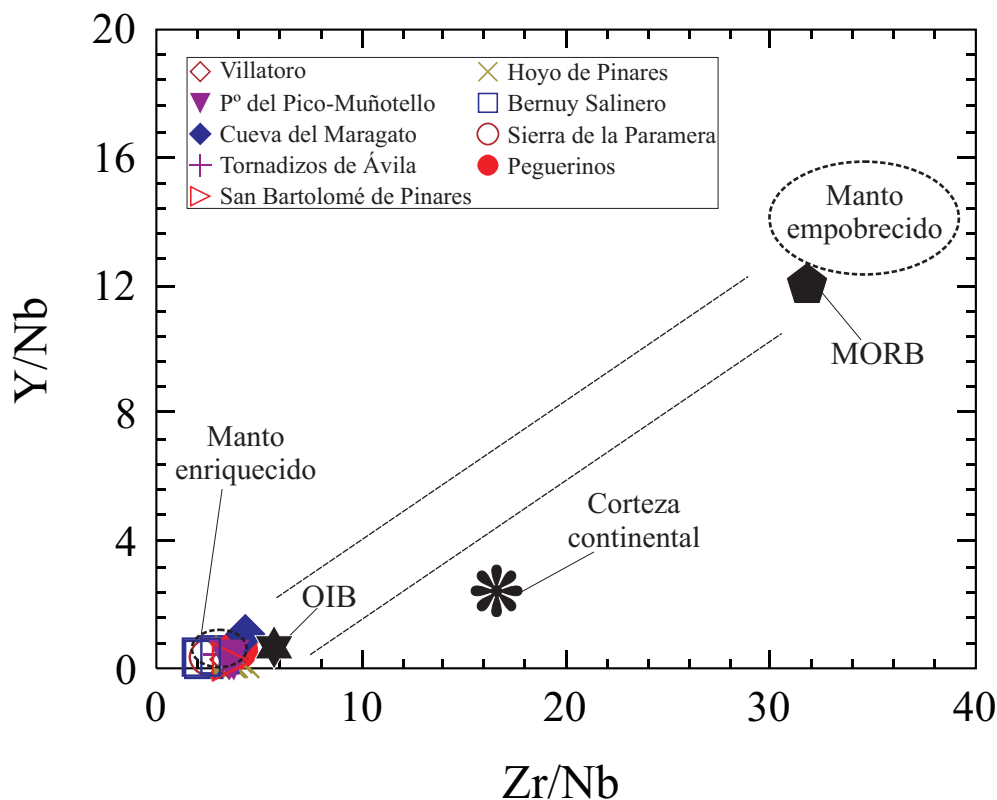


Figura II.55. Composición de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Y/Nb y Zr/Nb. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989) y la de la corteza continental (Rudnick & Gao, 2003). Los campos de áreas fuentes mantélicas enriquecidas y empobrecidas están tomadas de Wilson (1989).

El conjunto de diques que más claramente se diferencia del resto por su composición química es el de los diques sódicos de Peguerinos y Bernuy Salinero. Sus contenidos en Ti, K, Zr, Hf, Ta y V son claramente inferiores a los del resto de diques, mientras que la concentración de Cs es mucho mayor (Figura II.35). Estas diferencias implican que se han formado a partir de un manto con una composición distinta a la del que origina el resto de diques. La ausencia de flogopita en el manto durante la fusión que da lugar a los diques sódicos (en contra de lo que ocurre al formarse los diques potásicos) podría explicar los menores contenidos de K y Ti (elementos enriquecidos en la flogopita del manto respecto al anfíbol; Ionov et al., 1997), sobre todo considerando que dichos minerales parecen haberse consumido durante la fusión.

El trabajo de Green (1995), en el que se compara la influencia de distintas fases minerales y procesos magmáticos sobre la relación Nb/Ta de rocas de corteza y de origen mantélico, pone de manifiesto que el único mineral con $D_{Nb/Ta} > 1$ en relación con fundidos silíceos es la pargasita, que es el anfíbol metasomático típico de manto. Por esta razón, se considera que el anfíbol es el mineral que controla de manera principal la relación Nb/Ta durante los procesos de fusión en el manto (Ayers, 1998; Tiepolo et al., 2000). Los diques sódicos del SCE poseen unos valores de Nb/Ta superiores a los de los diques potásicos (13.6-16.1, frente a 11.3-13.1, respectivamente) (Figura II.56) y muy próximos al valor medio del manto primitivo y del condrito (17.5; Sun & McDonough, 1989), lo que podría explicarse teniendo en cuenta la influencia sobre dichos elementos del anfíbol del manto y una relación anfíbol/flogopita en el área fuente mucho mayor para los diques sódicos (tal y como se ha sugerido anteriormente).

Una de las características más llamativas que diferencian, también, a los diques sódicos respecto a los potásicos, es el contenido en Cs (45-76 ppm). Estas concentraciones se encuentran muy por encima de los valores de los MORB y OIB (0.063 y 0.387 ppm; respectivamente; Sun & McDonough, 1989), pero también muy superiores a los de la corteza continental media (4.2 ppm; Rudnick & Fountain, 1995) o la

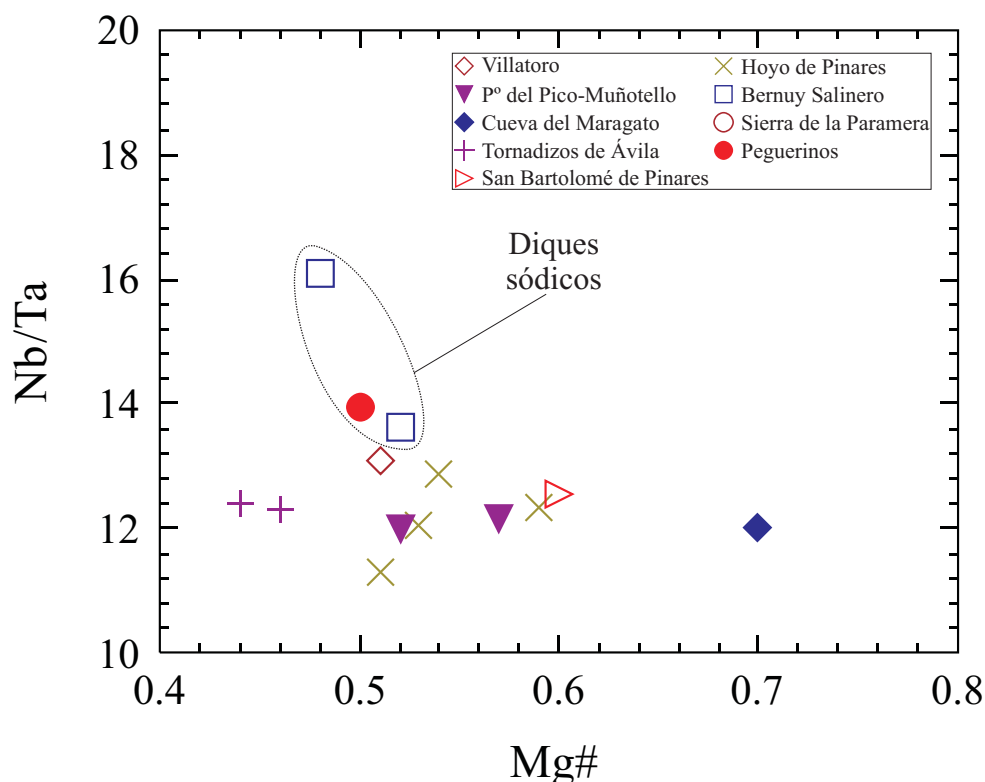


Figura II.56. Relación Nb/Ta vs número de Mg de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE, donde destaca el elevado valor de Nb/Ta de los diques sódicos con respecto al resto.

mayoría de rocas alcalinas o lamprofídicas (< 9 ppm; p.e. Carmichael et al., 1996; Owens & Tomascak, 2002; Gourgaud & Vincent, 2004; Okamura et al., 2005). Sin embargo, sí se han encontrado concentraciones de Cs próximas a las de los diques sódicos del SCE en algunos tipos de lamprófidos, aunque sean muy poco frecuentes (8-41 ppm en lamprófidos calcoalcalinos; Hegner et al., 1998; y 0.5-30 ppm en lamprófidos carbonatíticos; Vichi et al., 2005). Los diques potásicos del SCE, cuyos contenidos en Cs se encuentra en el rango 1.5-8.5 ppm, pueden considerarse elevados, también, pero entran dentro de los valores normales en rocas volcánicas alcalinas o lamprofídicas. No existe un estudio relevante del significado de este elemento alcalino en relación a la petrogénesis de las rocas, aunque hay que mencionar la discusión que Mitchell (1986) hace de los contenidos de Cs medidos en kimberlitas por algunos autores mediante las técnicas de espectrografía de emisión, activación neutrónica y fotometría de llama, concluyendo que los valores de Cs que dichos autores miden en esas rocas (hasta 76 ppm) están sobreestimados por deficiencias en la medida de este elemento mediante técnicas *antiguas*. En este sentido, no parece probable que haya un error analítico, teniendo en cuenta que las técnicas analíticas usadas para la realización de este estudio son modernas y se emplean en la mayoría de los laboratorios del mundo y que, de existir tal deficiencia, no explicaría que sólo afectase significativamente a los diques sódicos, mientras que los potásicos presentan concentraciones más normales. Por otro lado, Gurney & Berg (1969) señalan la posibilidad de que el contenido en Cs de una roca alcalina rica en ceolitas y/o analcima pueda incrementarse debido a actividad hidrotermal tardía o al paso de aguas superficiales. A favor de esta última hipótesis cabría señalar que los diques sódicos de Peguerinos y Bernuy Salinero son los que presentan un mayor porcentaje de analcima, tanto en la matriz como dentro de los ocelos, mineral que, con cierta frecuencia, aparece alterado.

Otro de los grupos de diques que muestra una composición química claramente diferenciada son los diques ricos en K-Ti de Tornadizos de Ávila. El carácter evolucionado ($Mg\# = 0.44-0.49$) de estos diques estaría de acuerdo con un enriquecimiento general en los elementos más incompatibles como consecuencia de un proceso de cristalización fraccionada como el descrito en apartados anteriores. Pese a que los elevados contenidos de algunos elementos (Ti, K, Zr, Ta, V y Hf, y sobre todo Y y REE; Figura II.35) parecen indicar un origen diferente con respecto al resto de diques, su composición lejana a la de un fundido primario abre la posibilidad de que también dichas concentraciones se deban al proceso de diferenciación. La posibilidad de que se hayan formado como consecuencia de un grado menor de fusión parcial explicaría el enriquecimiento general de algunos elementos como el Y y las REE, pero no estaría de acuerdo con los contenidos de otros elementos altamente incompatibles, fundamentalmente los LILE (Figura II.35), que no están tan enriquecidos con respecto al resto de lamprófidos. Además, los contenidos de los elementos que más les diferencian (Y y HREE) son muy variables entre sí (p.e. Y = 43-62 ppm), pero las concentraciones en estos elementos en la muestra de Tornadizos de Ávila más primitiva ($Mg\# = 0.49$ y $MgO = 4.9\%$) se proyectan en valores muy próximos a los del resto de diques del SCE (Yb = 2.96 ppm, frente al resto de diques con Yb = 1.7-3.1 ppm, Figura II.35). Todo ello favorece la hipótesis de que su composición se deba a un mayor grado de diferenciación por cristalización fraccionada.

El dique de San Bartolomé de Pinares (104541) presenta unas relaciones de elementos traza incompatibles y un diagrama normalizado al manto primitivo similar al resto de lamprófidos isotópicamente enriquecidos. Sin embargo, las diferencias en el contenido de algunos elementos traza (altas concentraciones de Sr, Pb, Th, U, LREE, Zr, Nb, Ta y Hf), junto con la composición relativamente primitiva de este dique ($Mg\# = 0.6$, $MgO = 7.8\%$) (Figura II.35), parece indicar que el enriquecimiento en dichos elementos traza no está relacionado, únicamente, con un proceso de diferenciación (por cristalización fraccionada). El dique de San Bartolomé de Pinares se caracteriza por la presencia en un porcentaje elevado de fenocristales de

clinopiroxeno con zonados inversos. Una parte de estos fenocristales posee núcleos verdes con contenidos medios muy ricos en Zr (264 ppm), Hf (7.9 ppm), Nb (3.8 ppm), Ta (0.86 ppm) y LREE (116 ppm), claramente enriquecidos respecto al conjunto de fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal (Figura II.20). Esto supondría que el fundido que dio origen a los núcleos verdes estaba notablemente enriquecido en dichos elementos traza respecto al que formó los núcleos con zonado normal. El alto contenido en elementos incompatibles que muestra, de forma general, el dique de San Bartolomé de Pinares, es posible que esté relacionado con el fenómeno de mezcla de magmas en una cámara infracortical. La mezcla de fundidos genéticamente emparentados, pero con un grado de evolución muy distinto (que da lugar a la formación de clinopiroxenos zonados con núcleos ricos en Fe), podría explicar este enriquecimiento en elementos más incompatibles.

El dique de la Cueva del Maragato (103811) debe representar un acumulado, pues está compuesto por fenocristales de clinopiroxeno y pseudomorfos de olivino. El alto porcentaje de estas fases en el dique (40%) está de acuerdo con su composición química, ligeramente diferente en algunos casos: elevado contenido en elementos compatibles como Ca, Cr o Ni, bajo contenido en álcalis y Al, y también en la mayoría de los elementos traza incompatibles, con la excepción del Y y las REE, elementos estos que forman parte de la estructura del clinopiroxeno en mayor medida que el resto de incompatibles.

II.4.7. ¿MANTO LITOSFÉRICO O MANTO ASTENOSFÉRICO?

La heterogeneidad que presentan los datos isotópicos de Sr-Nd de los diques alcalinos Pérmicos del SCE (Figura II.37) plantea la posibilidad de que respondan bien a fenómenos de asimilación de rocas de la corteza, partiendo de una composición del magma empobrecida, bien a la existencia en el manto de dos componentes diferenciados (uno empobrecido y otro más enriquecido). Como se ha discutido anteriormente, la posibilidad de asimilación o contaminación con materiales corticales resulta poco probable dados los elevados valores de la relación Ce/Pb y los altos contenidos en Nb-Ta (con una acusada anomalía positiva en los diagramas normalizados al manto primitivo). Sin embargo, los datos que se muestran en este trabajo ponen de manifiesto un comportamiento bimodal (sobre todo en cuanto a Sr-Nd), con un polo enriquecido y otro empobrecido y sin una clara transición entre ellos (Figura II.37). Esta heterogeneidad isotópica de Sr-Nd, junto con la relativa homogeneidad en cuanto a isótopos de Pb (Figura II.38) y la diversidad geoquímica que se ha visto al hablar de la composición en elementos mayores y trazas de los diques, parece indicar que el magmatismo alcalino del SCE representa la fusión parcial de distintos niveles del manto, sin que haya una mezcla efectiva de estos dos componentes.

En su conjunto, la composición isotópica de los diques alcalinos del SCE es similar al rango de valores que definen los OIB, que son interpretados como generados a partir de la fusión de un manto astenosférico (p.e. Wilson, 1989; Hofmann, 2003). No obstante, se ha visto que las características geoquímicas de los OIB, principalmente las isotópicas, muestran una marcada heterogeneidad, que ha sido explicada por la participación de diferentes componentes litosféricos reciclados en la astenosfera (Hart et al., 1986; McKenzie & O’Nions, 1995), aunque estas cuestiones están aún lejos de ser completamente resueltas.

Los datos isotópicos previos, relativos a los diques de lamprófidos del SCE apuntaban, exclusivamente a la participación de un manto litosférico enriquecido (Bea et al., 1999; Perini et al., 2004a), aunque la posibilidad de la intervención de un manto astenosférico había sido apuntada por Perini et al. (2004a) dada la similitud composicional entre los diques y los OIB. No obstante, los datos que hemos publicado en los

dos últimos años (Villasaca et al., 2004b; Orejana et al., 2005a), referentes al magmatismo básico del SCE y a los xenolitos ultramáficos asociados, confirman la participación de un manto astenosférico con una composición isotópica de tipo PREMA (*Prevalent Mantle*) como componente fundamental en la génesis de una parte de los lamprofidos y diabasas alcalinas del SCE (Orejana et al., 2005b).

Considerados, de forma separada, los diques lamprofídicos con una composición de isótopos de Sr más radiogénica se proyectan en el campo del manto primitivo o BSE (*Bulk Silicate Earth*), dentro del *mantle array* y del rango descrito por los OIB (Figura II.37). La ausencia de una variación composicional significativa dentro de este grupo, parece indicar que no existe mezcla con ninguna de las dos fuentes de manto enriquecidas descritas por Zindler & Hart (1986) (EMI y EMII). El componente tipo EMI ha sido interpretado como debido al reciclaje de la litosfera subcontinental delaminada dentro del manto (p.e. Hawkesworth et al., 1986; Mahoney et al., 1991) o como consecuencia de la subducción de sedimentos pelágicos antiguos (p.e. Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992). El componente de tipo EMII ha sido relacionado con el reciclaje conjunto de corteza oceánica y una pequeña fracción de sedimentos (White & Hoffmann, 1982). Ni los datos aquí presentados, ni los del trabajo de Bea et al. (1999), presentan una tendencia a enriquecerse en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ o a empobrecerse en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que es lo que cabría esperar si hubiese habido una mezcla con fuentes de tipo EMII o EMI, respectivamente. Esto implica que la composición isotópica enriquecida de estos diques no puede estar ligada a la fusión de una litosfera modificada por eventos de subducción y abre la posibilidad a que dicho enriquecimiento se deba a la entrada en la base de la litosfera de fundidos más profundos ricos en elementos incompatibles.

El metasomatismo en el manto suele ser atribuido, fundamentalmente, a la interacción con fluidos o fundidos de dos tipos: 1) generados en procesos de subducción (p.e. Peacock, 1990; Maury et al., 1992; Murphy et al., 2002), o 2) magmas de baja viscosidad ricos en K y volátiles que se filtran con cierta continuidad desde la astenosfera y se acumulan en la litosfera suprayacente (p.e. McKenzie, 1989; Gibson et al., 1995; Wilson et al., 1995). La naturaleza del agente metasomatizante puede variar mucho, desde fundidos silíceos y carbonatíticos, ricos en CO_2 y H_2O , a un metasomatismo sódico producido por la interacción entre el fundido y la peridotita de la placa subducente (p.e. Takahashi, 1988). La composición de estos fundidos metasomáticos, además, podría cambiar de forma continua a medida que percolan a través del manto desde su área fuente (Navon & Stolper, 1987). McKenzie (1989) sugirió que los fundidos ricos en K y volátiles que ascienden desde la astenosfera se solidificarían en la litosfera al encontrarse su temperatura por debajo del sólido, por lo que se concentrarían en estrechas zonas a lo largo de un rango relativamente amplio de profundidad. Este proceso podría continuar a lo largo de un periodo de tiempo extenso, dando lugar a la acumulación en forma de venas, diques o sills de importantes volúmenes de este fundido enfriado en la capa límite en la base de la litosfera (McKenzie, 1989). La fusión de estas capas modificadas por la acción de una pluma de manto caliente o por descompresión (extensión tectónica) podría generar rocas potásicas o ultrapotásicas como kimberlitas y lamproitas (Chalapathi Rao et al., 2004); diversos estudios experimentales corroboran dicha hipótesis (p.e. Foley, 1992, 1993; Canil & Scarfe, 1990). En el SCE, el ascenso de fundidos ricos en K y volátiles provenientes de un manto astenosférico caliente podría explicar la naturaleza enriquecida del área fuente de los diques potásicos. Además, podría provocar la fusión de la litosfera, dando lugar a la formación del magma lamprofídico potásico del SCE, algo que ya ha sido planteado por Perini et al. (2004a). Un origen similar ha sido propuesto para las lavas basálticas Permo-carboníferas más antiguas del graben de Oslo, donde la entrada de fluidos carbonatíticos en la litosfera habrían proporcionado a dicho magmatismo una signature de tipo HIMU (Neumann et al., 2004b).

Por otro lado, los diques isotópicamente empobrecidos en Sr-Nd radiogénico conforman un

grupo también muy homogéneo. Su signatura (tipo PREMA) implica la entrada de fundidos de origen sublitosférico. El componente PREMA, también denominado FOZO (*Focal Zone*), C (*Common component*) y PHEM (*Primitive Helium Mantle*), ha sido interpretado por Hart et al. (1992) como un componente del manto inferior que, mezclado, se encuentra presente en todas las plumas profundas de manto. Aparte de la problemática que entraña esta hipótesis, en el caso de los diques del SCE esta signatura isotópica empobrecida representaría, únicamente, la participación de un manto de tipo astenosférico, sin que sea necesario argumentar la presencia de una pluma de manto. Esta posibilidad (pluma mantélica) ha sido aducida para explicar una parte del magmatismo Permo-carbonífero en Europa, fundamentalmente en la zona del Mar del Norte (Ernst & Buchan, 1997). Como se discute con mayor detalle en el capítulo referente al contexto regional del magmatismo Permo-carbonífero Europeo, la posible presencia de una pluma de manto bajo el SCE durante el Pérmico, causante del magmatismo alcalino, presenta una serie de objeciones que no favorecen dicha hipótesis. Una de estas objeciones se encontraría en el escaso desarrollo volumétrico de este magmatismo, en general en Europa (Neumann et al., 2004b; Perini et al., 2004a) y más concretamente en el SCE. Este componente empobrecido de parte de los diques alcalinos del SCE es muy parecido al reservorio astenosférico definido para la región Nor-Atlántica (Hoernle et al., 1995), denominado EAR (European Asthenospheric Reservoir), que parece encontrarse en el origen del magmatismo Cenozoico de Europa Centro-occidental (Wilson & Downes, 1991; Cebriá & Wilson, 1995). Estos autores diferencian dentro del magmatismo Cenozoico unas lavas máficas ricas en Na de otras ricas en K, relacionando las rocas ricas en Na con el componente astenosférico, mientras que en la génesis de las rocas potásicas habría participado un componente litosférico de tipo HIMU. En este sentido, el magmatismo Pérmico del SCE mostraría un comportamiento parejo al estar las diabásas sódicas de Peguerinos y Bernuy Salinero asociadas al área fuente astenosférico. Aunque habría que señalar la signatura también empobrecida de un dique potásico, como es el de la Sierra de la Paramera, frente al resto de diques potásicos, que probablemente se relacionarían con una fuente litosférica.

El grupo de diques isotópicamente empobrecidos tiene una signatura similar a la de una fuente tipo OIB empobrecida, cercana a un tipo MORB (manto que ha sufrido un proceso continuado de empobrecimiento en LREE y Rb). Sin embargo, este grupo de diques, al igual que el resto, presenta un alto contenido en volátiles y en elementos traza incompatibles. En el caso concreto de los diques con signatura isotópica más empobrecida, esto requiere de la presencia de un área fuente metasomatizado y, por lo tanto, de un proceso de refertilización. Además, el hecho de que no se observe en estos diques una tendencia al incremento del Sr radiogénico, parece indicar que dicho proceso de enriquecimiento debió producirse poco tiempo antes de la fusión que originó los diques alcalinos, no teniendo así tiempo de incrementar, por ejemplo, su relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Dado que los diques isotópicamente empobrecidos no muestran características geoquímicas propias de un evento de subducción y que su origen parece estar en un manto astenosférico, es lógico pensar que los agentes metasomáticos que produjeron el enriquecimiento del área fuente de los diques también tenían un origen sublitosférico.

En base a los datos expuestos, la hipótesis más probable relacionaría el magmatismo alcalino del SCE con el ascenso de la astenosfera a finales del Paleozoico, lo cual llevaría finalmente al desarrollo de un rift intra-continental y a la fusión del manto debido a un mecanismo de descompresión adiabática. Bajo el SCE, dicha fusión se localizaría en niveles astenosféricos, cuyos magmas ascenderían hasta la superficie sin apenas modificar su composición por contaminación cortical o interacción con la litosfera (Villasaca et al., 2002, 2004b). La entrada del manto astenosférico caliente habría provocado la fusión en la base de la litosfera, muy posiblemente enriquecida previamente por la entrada de fundidos hidratados.

El grosor de la litosfera bajo el SCE en la actualidad ha sido estimado en unos 100 Km (Fernández et al., 1998; Tejero & Ruiz, 2002). Teniendo en cuenta que dicho sector litosférico debe haber permanecido relativamente estable desde el final de la orogenia Hercínica, es lógico pensar que su espesor fuese en el momento de la intrusión de los diques alcalinos muy similar al que posee actualmente. El hecho de que la generación de los fundidos primarios de los diques se haya producido en el campo de estabilidad del granate, implica una profundidad mínima de 80 Km (McKenzie & O’Nions, 1991), muy posiblemente mayor. Aunque esto dejaría un estrecho margen para la génesis litosférica de los diques, encajaría bien dentro del modelo propuesto en el que la litosfera más profunda fundiría como consecuencia del adelgazamiento y de la entrada de un manto sublitosférico más caliente.

III. MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS DE LOS LAMPRÓFIDOS ALCALINOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

III.1. INTRODUCCIÓN	135
III.2. ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS	137
III.2.1. LOS AFLORAMIENTOS	137
III.2.2. PETROGRAFÍA	137
III.2.3. QUÍMICA MINERAL	145
III.2.4. QUÍMICA DE ROCA TOTAL	175
III.2.5. QUÍMICA ISOTÓPICA	183
III.3. MEGACRISTALES	188
III.3.1. CLINOPIROXENO	188
III.3.2. ANFÍBOL	192
III.3.3. PLAGIOCLASA	196
III.3.4. ESPINELA	199
III.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	204
III.4.1. EL ORIGEN DE LOS MEGACRISTALES	204
III.4.2. ESTIMACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA	208
III.4.3. PROCESOS DE SEGREGACIÓN Y ACUMULACIÓN EN LA BASE DE LA CORTEZA	212
III.4.4. EL ORIGEN DE LOS ENCLAVES ALTERADOS: FENÓMENOS DE METASOMATISMO	219

III.1. INTRODUCCIÓN

Muy a menudo las rocas volcánicas o subvolcánicas de composición similar a los basaltos alcalinos transportan megacristales y/o xenocristales de minerales máficos (anfíbol, clinopiroxeno, flogopita, espinela) o félsicos (plagioclasa principalmente) (Best, 1974; Irving, 1974b; Wilkinson, 1975; Wass, 1979; Irving & Frey, 1984; Shaw & Eyzaguirre, 2000), así como enclaves máficos y ultramáficos (Wilshire & Shervais, 1975; Frey & Prinz, 1978; Nixon, 1987; McDonough, 1990; Downes, 1993; Griffin et al., 1999; Xu, 2002). Estas inclusiones constituyen una fuente muy importante de información acerca de la naturaleza del manto superior y del límite manto-corteza inferior y sobre los procesos magmáticos que ha sufrido el fundido antes de, y durante, su intrusión final.

Los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE presentan, como ya se mencionó en capítulos previos, gran cantidad de xenocristales, en claro desequilibrio textural con respecto a la matriz que los engloba (formas alotriomorfas, bordes corroídos y coronas de reacción), y enclaves de roca. Éstos últimos incluyen muy variados tipos litológicos: rocas graníticas del encajante, rocas esquistosas, granulitas de la corteza inferior, enclaves máficos y ultramáficos, así como fragmentos de roca altamente alterados (ocasionalmente en su totalidad) (Nuez et al., 1981; Villaseca et al., 1983; Villaseca & Nuez, 1986; Villaseca et al., 1999; Orejana & Villaseca, 2003; Orejana et al., 2005b).

Los xenocristales dispersos en los lamprófidos del SCE poseen muy diversos tamaños y corresponden con una gran variedad de fases: anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno, espinela, granate, sillimanita, cuarzo, etc. De entre todos ellos, algunos (anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y espinela) destacan por su gran tamaño, pudiendo alcanzar más de 4 cm en algunos casos. Por sus características petrográficas, todos estos minerales se denominarían xenocristales o megacristales.

Si bien el término xenocristal posee un significado genético claro, refiriéndose a cualquier mineral cuyo origen no esté emparentado con el magma o roca que lo engloba, el término megacristal se ha utilizado tradicionalmente para hacer referencia a cristales de gran tamaño (> 1 cm), independientemente del origen de los mismos (Clement et al., 1984; Mitchell, 1995). Estos mismos autores denominan como macrocristales a los que, no siendo evidente el tipo de relación genética que tienen con la roca que los contiene, poseen un tamaño inferior al de los megacristales (entre 1 cm y 0.5 mm) y denominaron clastos de macrocristales o microcristales a los que poseen un tamaño inferior a 0.5 mm. En todos los casos anteriores la presencia de texturas de desequilibrio con respecto a la matriz de los diques les diferenciarían de los fenocristales.

Dado que algunos de los xenocristales presentes en los diques no pueden estar emparentados con el magma lamprofidico (fundamentalmente los originados por disgregación de xenolitos granulíticos variados: cuarzo, granate, sillimanita, rutilo), en este capítulo estudiaremos exclusivamente los cristales de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y espinela, puesto que son fases que aparecen también como fenocristales o en la matriz de los diques y que, por lo tanto, podrían presentar alguna relación con los fundidos alcalinos. Independientemente de su tamaño, en adelante nos referiremos a ellos como megacristales, por un lado debido a que la mayoría de ellos supera el centímetro de tamaño y, por otro lado, con la intención de simplificar la terminología empleada en el texto.

De los distintos tipos de enclaves incluidos en los diques, solamente los máficos y ultramáficos podrían estar ligados, de alguna manera, al magmatismo alcalino Pérmico del SCS; los fragmentos graníticos, metamórficos y granulíticos son claramente xenolitos arrancados por el fundido lamprofidico

durante su ascenso a través de la corteza (Villaseca et al., 1999). Los xenolitos máficos y ultramáficos están concentrados principalmente en tres afloramientos: Peguerinos (P), Bernuy Salinero (BS) y San Bartolomé de Pinares (SBP). También son frecuentes en la diatrema de la Sierra de la Paramera, pero el elevado grado de alteración de los mismos no permite su estudio detallado (ver Nuez et al., 1981; Villaseca et al., 1983).

En el presente capítulo se describirán las características petrográficas y geoquímicas de los enclaves máficos y ultramáficos y de los megacrístales de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno y espinela y, finalmente, se discutirá su origen y la relación que puede existir entre ellos, así como con los diques que los hospedan.

III.2. ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS

III.2.1. LOS AFLORAMIENTOS

Los megacrístales pueden aparecer en la totalidad de los diques, aunque son muy abundantes en aquellos afloramientos en los que se localizan los xenolitos (Peguerinos, Bernuy Salinero y San Bartolomé de Pinares). En Peguerinos y Bernuy Salinero los lamprófidos o diabasas presentan xenolitos y megacrístales que llegan a representar en superficie aproximadamente entre un 10% y un 30% del total del volumen de roca (Figura II.2C-D). En el afloramiento de San Bartolomé de Pinares la concentración y tamaño de xenolitos y megacrístales es menor que en los otros.

Los megacrístales de plagioclasa se localizan exclusivamente en los afloramientos de Peguerinos y Bernuy Salinero, contribuyendo al carácter diabásico de estas rocas.

III.2.2. PETROGRAFÍA

En su conjunto, los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE se caracterizan por la ausencia de olivino, aunque éste podría haber estado presente como mineral original y encontrarse ahora pseudomorfizado. El clinopiroxeno es la única fase fresca común a todos ellos, mientras que el resto (anfíbol, flogopita, espinela, ortopiroxeno, plagioclasa, apatito, analcima, sulfuros y calcita) condicionan su presencia al tipo de enclave que consideremos (Tabla III.1). En algunos casos es abundante, también, la presencia de minerales secundarios formados por la alteración de la paragénesis primaria.

En base a las características petrográficas y a su geoquímica mineral y de roca total, han sido divididos en cuatro grupos principales, pudiéndose distinguir subgrupos dentro de ellos, como se verá en más detalle al considerar la química mineral:

Tipo I. Enclaves alterados.

Tipo II. Piroxenitas con espinela.

Tipo III. Clinopiroxenitas hidratadas.

Tipo IV. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol.

Los enclaves se han clasificado usando los diagramas ternarios Ol-Hy-Di (Figura III.1A) y Plag-Px-Hbl (Figura III.1B). En el primero de ellos se han proyectado los datos de la composición normativa CIPW de los dos enclaves alterados de los que se poseen análisis de roca total (dado que su elevado porcentaje de alteración no permite un análisis modal representativo), así como los análisis modales de los enclaves de piroxenitas con espinela. En el segundo, se ha representado únicamente la composición modal de los xenolitos de clinopiroxenitas hidratadas y de las hornblenditas. En su conjunto, todos los tipos de enclaves caen dentro de campos piroxeníticos (clinopiroxenita, piroxenita con olivino, websterita, ortopiroxenita y piroxenita hornbléndica) y hornblendíticos (hornblendita, hornblendita piroxénica, gabro hornblendítico y gabro con piroxeno y hornblenda) (Figura III.1). La clasificación de algunos enclaves puede resultar algo

Tabla III.1. Análisis modales de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	I. Enclaves alterados						II. Piroxenitas con espinela						III. Clinopiroxenitas hidratadas					
	104394	104546B	105776	105787	101892	102131	104395	104543D	104546C	104553A	103656(1)	103656(2)	103657B(1)	103657B(2)	103657B(3)			
Localidad*	P	P	P	SBP	P	P	P	P	P	P	SBP	SBP	SBP	SBP	SBP			
Cpx	9.5	18.2	10.5	16.4	94.1	56.8	76.8	69.3	38.7	64.7	2.6	58.2	35.0	21.9	9.6			
Opx						32.6												
Anf		3.0		1.7							1.3		16.0					
Flog											0.7		12.0					
Plag																		
Ap																		
Esp	2.7	3.0	3.0	3.1	5.9	0.8	2.2			13.0								
Sulf	1.8	3.0					1.1											
Calc							1.1											
Anc																		
Min.Sec.	86.0	72.8	86.5	78.8		9.8	18.8	30.7	61.3	22.3	95.4	41.8	37.0	78.1	89.5			
Tamaño (cm)	1.5 x 0.3	0.6 x 0.5	2.3 x 0.6	0.7 x 1	0.4 x 2.2 x 3	2.7 x 3.5 x 1.2	1 x 1.2	1 x 0.5	1.5 x 0.7	1 x 0.6	0.5 x 0.6	0.7 x 0.3	0.2 x 0.2	1.1 x 0.6	0.9 x 0.45			

*P: Peguerinos; S.B.: San Bartolomé de Pinares; B.S.: Bernuy Salinero

Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Anf: anfibol; Flog: flogopita; Plag: plagioclasa; Ap: apatito; Esp: espinela; Sulf: sulfuros; Calc: calcita; Anc: analcima; Min.Sec.: minerales secundarios

Tabla III.1 (continuación). Análisis modales de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	III. Clinopiroxenitas hidratadas						IV. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol											
	Muestra	104534A	104535	104540A	105788	103471	103489	103657A	104382	104385	104389	104391	104392	104529	104543B	105780	105783	105785
Localidad*	SBP	SBP	SBP	SBP	SBP	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	BS	P	SBP	SBP	SBP
Cpx	74.3	41.4	80.9	9.3	61.4	39.7	0.0	59.1	0.5	68.5	12.7	76.1	66.5	33.1	3	30.1	38.7	
Opx																		
Anf	5.4	3		10.8	31.6	40.4	86.1	25.2	56.6	15.1	40.5	14.1	14.2	8.7	5	61.9	60	
Flog				3.2	0.8					3.0	1.7	0.1	0.7	0.6		4.8		
Plag					1.7	12.9	12.0	6.9		9.8		0.2						
Ap					0.3	2.8		0.7		0.6								
Esp					0.8	2.0	0.9	2.7	1.6	0.9	45.1	9.3		35.7				
Sulf		6.1																1.3
Calc					3.4	0.6		0.9		0.3		0.2				3.2		
Anc						1.6	0.9	4.5		1.2								
Min.Sec.	20.3	49.5	19.1	76.7					41.3	0.6				18.6	21.9	92		
Tamaño	0.3 x 0.3	0.3 x 0.6	0.3 x 0.7	0.8 x 1.1	3.3 x 1.2	3.3 x 1.6	1.1 x 0.3	3.4 x 1.7	2 x 0.6	1.8 x 0.7	2 x 1.3	2.2 x 2.8	1 x 0.5	0.7 x 0.8	0.4 x 1.1	0.3 x 0.9	0.5 x 1.7	

(*) P: Peguerinos; S.B.: San Bartolomé de Pinares; B.S.: Bernuy Salinero

Cpx: clinopiroxeno; Opx: ortopiroxeno; Anf: anfíbol; Flog: flogopita; Plag: plagioclasa; Ap: apatito; Esp: espinela; Sulf: sulfuros; Calc: calcita; Anc: analcima; Min.Sec.: minerales secundarios

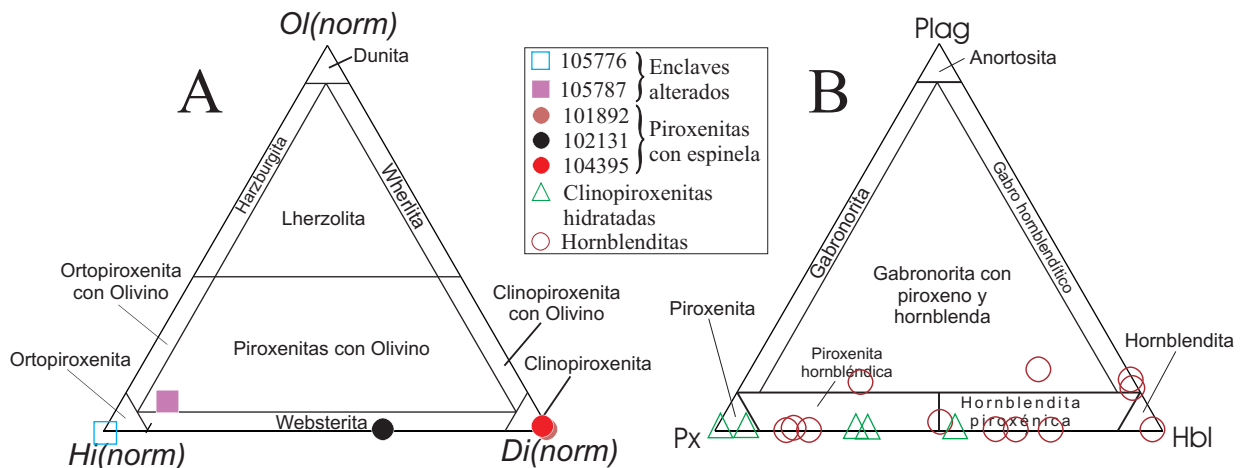


Figura III.1. Clasificación de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A: Diagrama de clasificación de rocas ultramáficas en el que se han proyectado la composición normativa CIPW de dos enclaves alterados y los datos modales de los enclaves de piroxenitas con espinela. B: Diagrama de clasificación de rocas gabroideas con anfíbol en el que se han proyectado las clinopiroxenitas hidratadas y los xenolitos de hornblenditas. Ver la composición normativa de los enclaves en la tabla III.12.

ficticia, como es el caso de los que presentan altos porcentajes de alteración, teniendo en cuenta que las fases primarias suponen menos de un 28% del volumen total del xenolito.

III.2.2.1. Enclaves alterados (tipo I)

Aparecen en los afloramientos de la Sierra de la Paramera, Peguerinos y San Bartolomé de Pinares. Son de pequeño tamaño, no superando 1.5 cm en su máxima dimensión. Son de forma irregular, generalmente alargados y semiredondeados. Se encuentran alterados en un porcentaje entre un 72% y un 86% (en el 100% en el caso concreto de los xenolitos de la Sierra de la Paramera). Esta alteración consiste principalmente en minerales del grupo de la serpentina y de la clorita, siendo ésta última rica en MgO (13-19%) (Figura III.2A-E).

La mineralogía inalterada que conservan está compuesta por clinopiroxeno incoloro en todos los casos. Además puede aparecer espinela marrón, anfíbol marrón claro y sulfuros de hierro (Figura III.2A-E). El anfíbol está presente en dos de los cuatro enclaves alterados estudiados: muestras 104546B y 105787 (Tabla III.1); en el primero aparece en forma de cristales de tamaño similar a los piroxenos localizados en un área determinada del enclave, mientras que en el segundo da lugar a cristales de pequeño tamaño relativamente dispersos dentro del xenolito. La alteración de la mineralogía original a serpentina y Mg-clorita indica que, muy probablemente, estuviese compuesta por ortopiroxeno y clinopiroxeno en porcentajes difíciles de determinar, ya que la composición normativa de dos de los enclaves apunta a términos principalmente piroxeníticos (ver Tabla III.12). Teniendo en cuenta que la norma CIPW calcula un porcentaje de An cercano a un 10-11% (restándole Ca a la molécula de Di), resulta muy posible que las rocas estuviesen, en realidad, más próximas a una composición websterítica, al usarse todo el componente ferro-magnesiano en la construcción de Hy. Pese al elevado grado de alteración, puede apreciarse una textura equigranular granoblástica, con uniones triples entre granos, lo que indicaría cierto grado de recrystalización en estado sólido.

III.2.2.2. Piroxenitas con espinela (tipo II)

Se trata principalmente de clinopiroxenitas con espinela y de una websterita con espinela (Figuras III.2F y III.3A-B); todos ellos apareciendo exclusivamente en el afloramiento de Peguerinos. En general

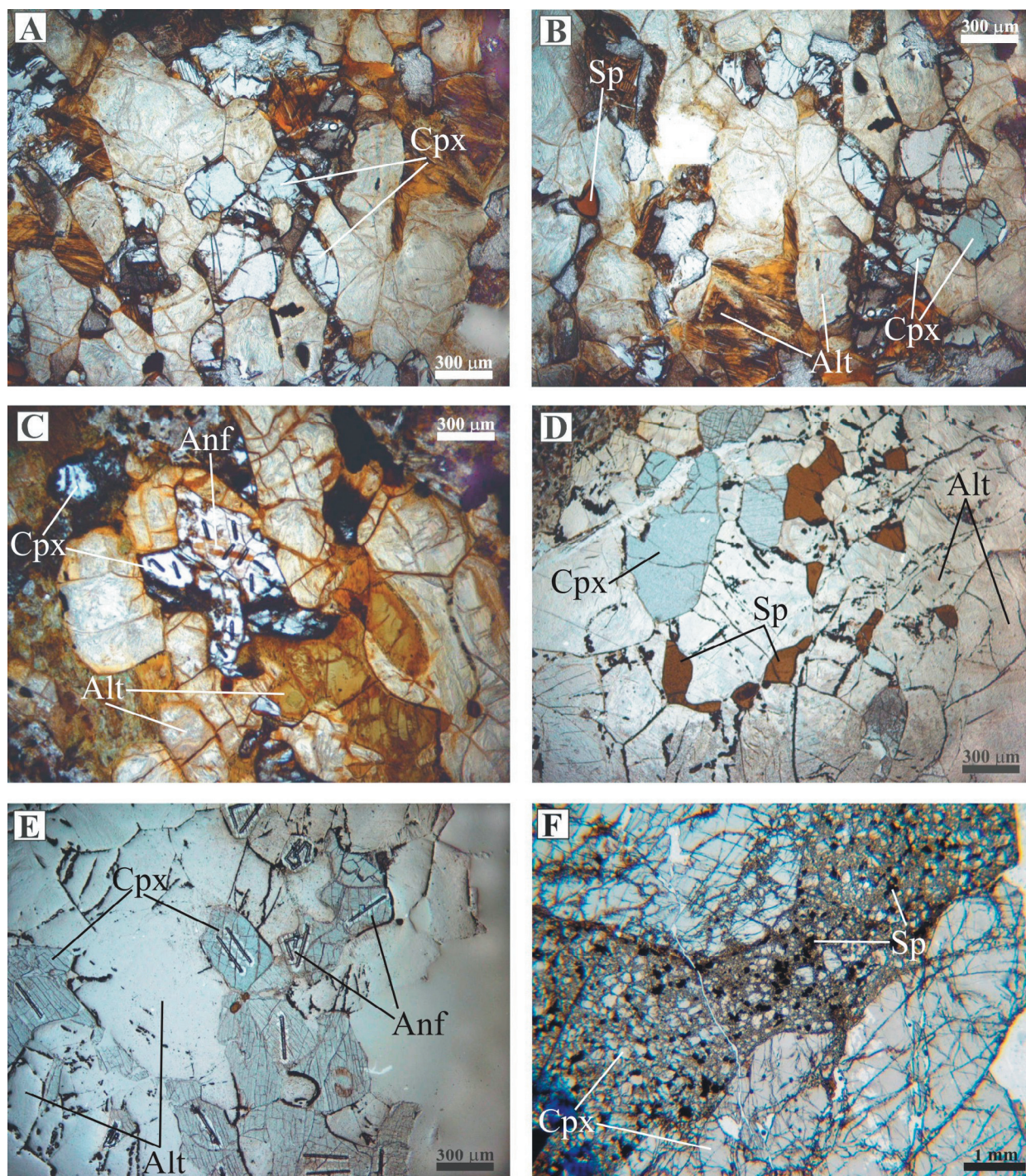


Figura III.2. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Fotos A-B: Enclave alterado 104394. Foto C: Enclave alterado 104546B. Foto D-E: Enclave alterado 105787. Foto F: Clinopiroxenita foliada con espinela 101892; se aprecia la presencia de una banda cataclásitca formada por clinopiroxeno y espinela negra entre dos cristales grandes de clinopiroxeno.

presentan formas semiredondeadas o planares, tamaño variable (0.4-3.5 cm) y tamaño de grano nunca por encima de 3 mm. Alrededor de los xenolitos se forman coronas de reacción definidas por clinopiroxeno púrpura similar al de la matriz de los diques.

Aparte de piroxenos puede haber espinela, calcita y sulfuros. El ortopiroxeno es incoloro y subidiomorfo (Figura III.3A). El clinopiroxeno es incoloro a púrpura pálido y presenta formas casi siempre subidiomorfas. La espinela es generalmente verde, salvo en la clinopiroxenita foliada (101892; Figura

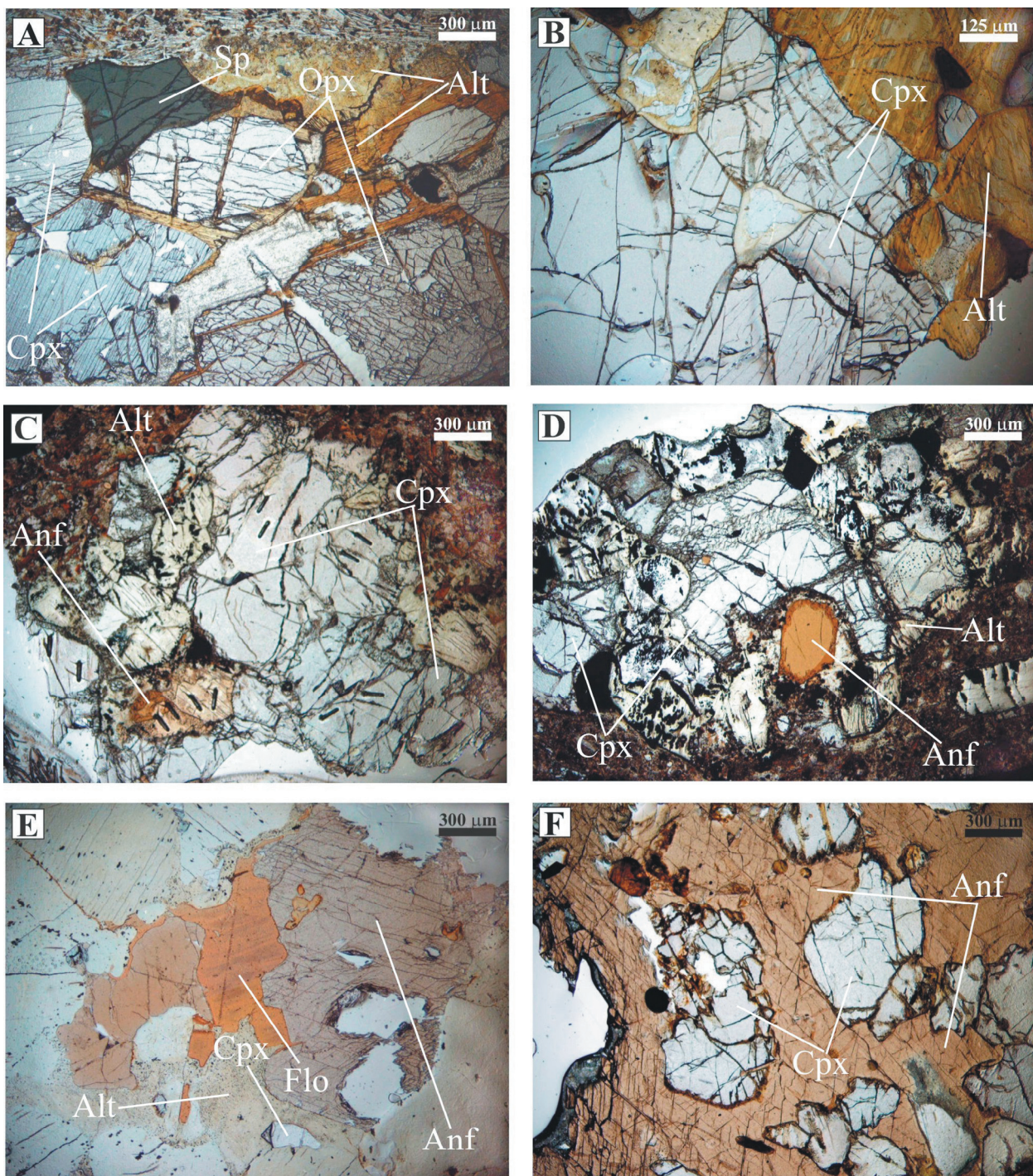


Figura III.3. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Fotos A: Enclave websterítico 102131 (piroxenitas con espinela). Foto B: Piroxenita con espinela 104395. Foto C: Clinopiroxenita hidratada 104534A. Foto D: Clinopiroxenita hidratada 104535. Foto E: Clinopiroxenita hidratada 105788. Foto F: Hornblendita 103471 con textura poikilitica.

III.2F) donde es entre negra y verde muy oscura, suele aparecer alotriomorfa ocupando huecos entre los granos de piroxeno, alcanzando un máximo del 13% del xenolito. La calcita ocupa glóbulos de pequeño tamaño (no más de 0.5 mm) y no es muy frecuente. Los sulfuros aparecen en la mayoría de los casos junto con una alteración que se desarrolla hacia el borde del enclave. No se aprecia zonado en ninguno de sus minerales. Hay que señalar la ausencia tanto de olivino como de minerales hidratados de tipo anfíbol o flogopita.

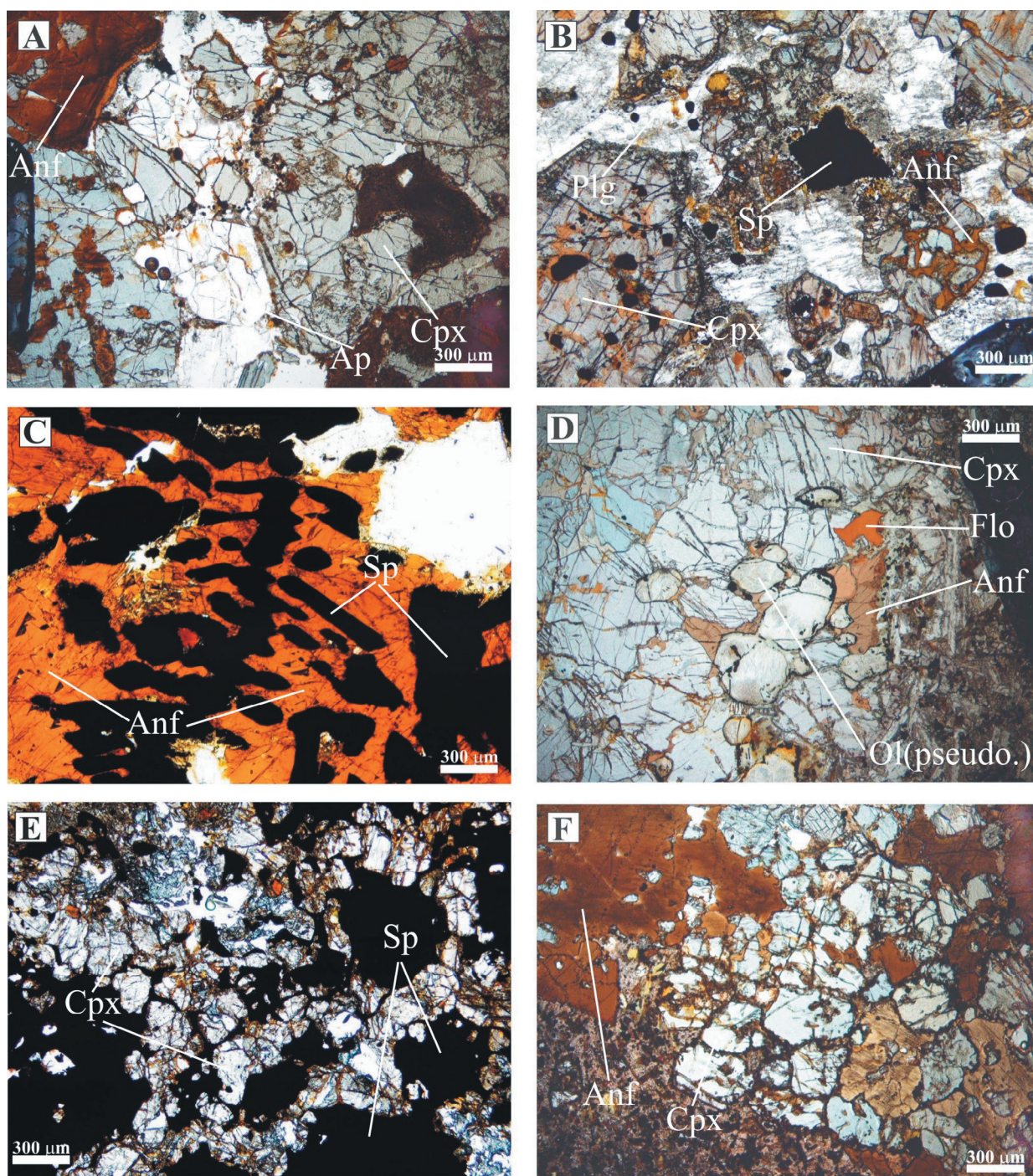


Figura III.4. Aspecto al microscopio petrográfico de luz transmitida de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Foto A: Hornblendita 103489 con apatito y clinopiroxenos verdes. Foto B: Hornblendita 103489 con plagioclasa intersticial. Foto C: Hornblendita 104391 con textura de intercrecimiento entre el anfíbol y la espinela. Foto D: Hornblendita 104529 con pseudomorfos de olivino. Foto E: Hornblendita 104543B con Cr-espinela negra alotriomorfa. Foto F: Hornblendita de San Bartolomé de Pinares 105785.

La textura de la mayoría de estas piroxenitas es equigranular granoblástica (Figura III.3A-B). Presentan minerales de alteración de color marrón claro o pálido, con exfoliación y extinción recta, que aparecen tanto dispersos como en forma de venas, y que tiene una composición similar a la clorita rica en Mg. Pueden estar presentes en un máximo puntual de 61.3%, aunque no suelen sobrepasar el 30%. En el enclave websterítico (102131) se observa la formación de este filosilicato magnésico fundamentalmente asociado con el ortopiroxeno del xenolito (Figura III.3A).

La clinopiroxenita con espinela negra 101892 destaca por sus diferencias texturales con el resto

del grupo. Presenta una banda cataclástica en su interior, rodeada por grandes cristales de clinopiroxeno y espinela (Figura III.2F). La franja cataclástica es de textura inequigranular y de grano mucho más fino, y está formada por clinopiroxeno incoloro y espinela de verde oscura a negra. Los clinopiroxenos situados alrededor tienen un tamaño cercano a 2 cm y su color es entre incoloro y púrpura pálido, mientras que la espinela es negra y tiene un tamaño de 0.45 cm.

III.2.2.3. Clinopiroxenitas hidratadas (tipo III)

Son enclaves de pequeño tamaño (el más grande no supera los 1.1 cm según su dirección mayor) (Tabla III.1). El mineral predominante es, nuevamente, el clinopiroxeno, por lo que podrían clasificarse como clinopiroxenitas (Figura III.3C-E). Se caracterizan por presentar un clinopiroxeno subidiomorfo e incoloro relativamente rico en Cr y Na, que puede estar zonado en el borde del enclave; minerales hidratados (anfíbol marrón \pm flogopita); un variable porcentaje de granos alterados y, ocasionalmente, sulfuros de hierro. No se ha encontrado espinela en ellos. El anfíbol puede desarrollar un ligero zonado hacia el borde (Figura III.3D). Los bordes del enclave son netos pero puede haber una corona de clinopiroxeno o anfíbol, de características similares a las que presentan estas mismas fases en la matriz del dique, rodeando parte del enclave.

El porcentaje de alteración que presenta es muy desigual, aunque en algunos casos puede llegar a representar hasta el 95% del enclave, y consiste en la formación de minerales del grupo de la serpentina y la clorita.

Su textura es equigranular granoblástica en parte de los enclaves, pero no se aprecia en todos los casos. El anfíbol y la flogopita siempre poseen texturas magmáticas (p.e. desarrollo de zonado). Suelen aparecer agrupados, pero no diseminados por todo el enclave, y en un porcentaje no superior al 16% (Tabla III.1).

III.2.2.4. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV)

Constituyen un grupo heterogéneo de enclaves que están presentes en los tres afloramientos principales, aunque resultan especialmente abundantes en el de Bernuy Salinero.

Se clasificarían en el diagrama ternario de rocas gabroideas Plag-Px-Hbl (Figura III.1) como gabronoritas con piroxeno y hornblenda, gabros hornblendíticos, piroxenitas hornbléndicas, hornblenditas piroxénicas y hornblenditas. El tamaño de estos enclaves es muy variable, desde menos de un centímetro según su eje mayor, hasta 3-4 centímetros. Presentan formas semiredondeadas en todos los casos. El fundido penetra en alguna ocasión a favor de puntos de debilidad como contactos minerales o fracturas.

Están formados principalmente por clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa y espinela, apareciendo también flogopita, analcima, apatito, calcita y minerales pseudomorfizados (posiblemente olivinos) (Figuras III.3F y III.4A-F).

El clinopiroxeno es púrpura pálido a púrpura, ocasionalmente verde en los bordes de algunos enclaves (principalmente en los que contienen plagioclasa; Figura III.4A), subidiomorfos y alotriomorfos, de tamaño variable (desde pocas micras hasta más de 1 cm) y suele desarrollar un ligero zonado hacia un borde más púrpura.

El anfíbol es marrón claro a oscuro, alotriomorfo o subidiomorfo, de tamaño variable (desde pocas micras hasta más de 1 cm). Aparece en forma de pequeñas vénulas en los piroxenos, intersticialmente o como grandes oicocristales de tamaño centimétrico (Figuras III.3F y III.4C,D,F). Se forma al mismo

tiempo y con posterioridad al clinopiroxeno, por lo que es frecuente que le englobe. A veces se altera a un anfíbol secundario (tremolita-actinolita). Presenta un ligero zonado hacia el borde. Incluye espinela y glóbulos de calcita.

La plagioclasa siempre cristaliza como grandes cristales continuos e intersticiales (Figura III.4B). Presenta maclado polisintético. Se altera ocasionalmente a sericita, llegando a estar, en algunos casos, completamente transformada por este tipo de alteración.

La espinela es negra y alotriomorfa (Figura III.3B,C,E). Aparece en porcentajes muy variables (Tabla III.1). Se asocia casi siempre con el anfíbol, a veces como inclusiones de muy variado tamaño en su interior y otras está incluido en el clinopiroxeno pero rodeado de una fina película de anfíbol. También puede estar incluido dentro de la plagioclasa.

La flogopita no aparece en todos los enclaves (Figura III.4D). Es alotriomorfa, de un color entre rojizo y marrón oscuro y no suele pasar de 2 mm de tamaño. En ocasiones ocupa huecos intersticiales.

El apatito puede aparecer en baja proporción (siempre menor del 5%) o no estar presente. Aparece con forma redondeada, alargada o alotriomorfo (Figura III.4A). Su tamaño máximo es de 1 mm según el eje mayor.

La calcita aparece, normalmente, formando glóbulos dentro del anfíbol, pudiendo llegar a tener un tamaño de 2 mm (muestra 103471).

La analcima puede aparecer en los enclaves en forma de cristales alotriomorfos u ocupando huecos intersticiales, de igual manera que la plagioclasa. También aparece alterada a sericita.

En algunos enclaves aparecen granos subidiomorfos completamente alterados a talco (Figura III.4D). Estos pseudomorfos es muy probable que fuesen olivinos.

Las texturas son magmáticas, siendo las más habituales la poiquilitica, con grandes cristales de kaersutita englobando, fundamentalmente, clinopiroxeno y pseudomorfos de olivino (Figura III.3F) y la textura equigranular o inequigranular, con el anfíbol apareciendo de forma intersticial (Figura III.4D,F). Junto con las anteriores, es también muy frecuente ver texturas de intercrecimiento del anfíbol con clinopiroxeno (Figura III.4A) y de anfíbol con espinela (Figura III.4C). La plagioclasa y la analcima dan lugar a texturas intersticiales y poiquiliticas. También pueden identificarse texturas ocelares (ocelos de analcima y calcita y, ocasionalmente, de albita, feldespato potásico y calcita).

II.2.3. QUÍMICA MINERAL

III.2.3.1. Clinopiroxeno

Siguiendo la clasificación de piroxenos propuesta por Morimoto et al. (1988), los clinopiroxenos de los enclaves, en su conjunto, se proyectarían dentro de los campos del diópsido y la augita (Figura III.5), mayoritariamente en el primero de los dos campos. Los clinopiroxenos de los enclaves alterados poseen los contenidos más altos en la molécula de enstatita (En_{46-50}), mientras que los del grupo de las hornblenditas destacan por alcanzar altos contenidos de la molécula de ferrosilita (próximos a Fs_{20}).

Todos ellos se caracterizan por su elevado contenido en Al_2O_3 (4-10.4%) y variables de TiO_2 , destacando los xenolitos ricos en anfíbol con valores del 0.5-4% (Ti-diópsidos y Ti-augitas) (Tabla III.2).

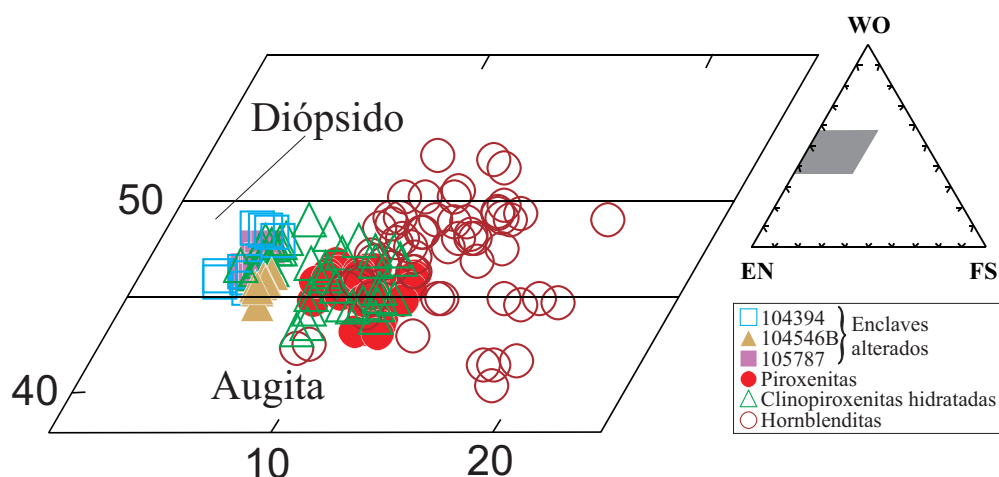


Figura III.5. Clasificación de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Los campos que se diferencian en el diagrama corresponden con los definidos por Morimoto et al. (1988).

III.2.3.1.a. Enclaves alterados

Los clinopiroxenos del grupo de los enclaves alterados (tipo I) muestran una composición de elementos mayores bastante homogénea (Tabla III.2). Se diferencian de los clinopiroxenos del resto de xenolitos, fundamentalmente, por sus altos valores de Mg# (0.89-0.93), sólo igualados por algún piroxeno del grupo de las clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) (Figura III.6). Además, destacan sus elevados contenidos en SiO_2 (50-52.5%), Al_2O_3 (5.4-7.7%), Na_2O (0.4-1.72%) y Cr_2O_3 (0.15-0.87%) y entre bajos y moderados en TiO_2 (0.3-0.9%). No obstante, como puede apreciarse en las figuras III.6, III.7 y III.8, se han distinguido tres subtipos debido a diferencias en el contenido en Na y Cr y en cuanto a elementos traza, cada uno de ellos correspondiendo con una de las tres muestras que componen el grupo: 104394, bajo contenido en Na; 104546B, bajo contenido en Cr, y 105787, altos contenidos en Cr y Na (Figura III.7).

Esta composición es muy similar a la que poseen clinopiroxenos de lherzolitas no metasomatizadas (Norman, 1998) o ligeramente metasomatizadas (Karmalkar et al., 2000; Xu et al., 2002), aunque los contenidos en Ti y Al son algo superiores a los de estos últimos (Figura III.6).

Al igual que en los elementos mayores, la composición en trazas de estos clinopiroxenos es muy variada y establece claras diferencias según el enclave que se considere. Así, el clinopiroxeno rico en Na y Cr del enclave alterado 105787 destaca por poseer contenidos bajos en la mayoría de los elementos traza incompatibles (Th, Nb, Y, V, Ta, Hf, Zr) y fundamentalmente en Sr (40-44 ppm) y el ΣLREE (16.6-17.7 ppm) (Figura III.8). El clinopiroxeno pobre en Na del enclave alterado 104394 posee una composición en trazas parecida a la del cpx rico en Cr-Na (105787), con bajos contenidos en los mismos elementos, excepción hecha del Sr (208-230 ppm) y el ΣLREE (148-164 ppm), en los que demuestra un fuerte enriquecimiento que supera ampliamente los contenidos del resto de xenolitos máficos y ultramáficos del SCE (Figura III.8). Su composición en las REE más pesadas (Tm, Yb y Lu) llega a caer, sin embargo, por debajo de la de los clinopiroxenos del enclave 105787 (Tabla III.3). Los clinopiroxenos más pobres en Cr de los enclaves alterados (104546B), destacan por presentar los contenidos más elevados en la mayoría de los elementos traza incompatibles dentro de este grupo de enclaves (Th, Nb, Ta, Zr, Hf, Y; Tabla III.3), con la excepción del Sr y las LREE. Esta composición es similar para muchos elementos trazas con la de los clinopiroxenos del resto de xenolitos (tipos II, III y IV) (Figura III.8).

Los espectros de REE y de elementos incompatibles de los clinopiroxenos de los enclaves alterados,

Tabla III.2. Composición de elementos mayores de los piroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Clinopiroxenos													
	Enclaves alterados				Piroxenitas con espinela									
	104394-8	104394-13	104546B-25	104546B-22	105787-45	105787-38	101892-17	101892-9	102131-60	104546C-28	104395-148	104535-26	104534A-34	104534A-34
Muestra	50.83	51.28	50.27	51.34	50.58	50.58	47.65	48.61	48.18	49.71	50.03	50.42	50.13	50.13
SiO ₂	0.41	0.48	0.79	0.92	0.31	0.48	0.86	0.59	0.62	1.08	0.77	0.54	1.41	1.41
Al ₂ O ₃	5.45	5.83	7.46	7.66	5.99	6.49	9.42	8.66	9.30	8.93	7.60	5.63	4.95	4.95
FeO	3.26	2.44	3.23	3.37	2.90	2.70	6.95	6.77	5.48	5.26	4.86	6.89	5.55	5.55
Cr ₂ O ₃	0.69	0.79	0.35	0.29	0.87	0.69	0.03	0.08	0.04	0.20	0.00	0.42	0.33	0.33
MnO	0.06	0.09	0.07	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.09	0.09	0.18	0.10	0.07	0.07
NiO	0.02	0.08	0.08	0.02	0.00	0.09	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	16.01	16.02	15.48	15.53	15.24	15.72	13.12	14.67	14.13	14.17	15.06	13.73	15.31	15.31
CaO	22.95	22.98	20.33	20.53	20.87	20.68	20.28	19.66	20.58	19.71	21.46	20.08	21.50	21.50
Na ₂ O	0.98	0.95	1.02	1.17	1.59	1.71	0.90	0.79	0.66	0.64	0.69	1.55	0.67	0.67
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
Total	100.66	100.94	99.08	100.89	98.39	99.18	99.29	99.91	99.12	99.79	100.68	99.38	99.94	99.94
Mg#	0.90	0.92	0.89	0.89	0.90	0.91	0.77	0.79	0.82	0.83	0.85	0.78	0.83	0.83
Cationes calculados en base a 6 O														
Si	1.828	1.837	1.835	1.840	1.853	1.833	1.759	1.776	1.773	1.822	1.809	1.856	1.837	1.837
Ti	0.011	0.013	0.022	0.025	0.008	0.013	0.024	0.016	0.017	0.030	0.021	0.015	0.039	0.039
Al	0.230	0.246	0.321	0.324	0.259	0.277	0.410	0.372	0.403	0.385	0.324	0.245	0.213	0.213
Fe	0.098	0.073	0.099	0.101	0.088	0.082	0.215	0.207	0.169	0.161	0.147	0.212	0.170	0.170
Cr	0.020	0.022	0.010	0.008	0.025	0.020	0.001	0.002	0.001	0.006	0.000	0.012	0.010	0.010
Mn	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.006	0.003	0.002	0.002
Ni	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.858	0.856	0.842	0.830	0.832	0.849	0.722	0.799	0.775	0.774	0.812	0.754	0.836	0.836
Ca	0.884	0.882	0.795	0.789	0.819	0.803	0.802	0.769	0.811	0.774	0.832	0.792	0.844	0.844
Na	0.068	0.066	0.072	0.081	0.113	0.120	0.064	0.056	0.047	0.045	0.048	0.111	0.048	0.048
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Suma Cat.	4.000	4.000	4.000	4.001	3.998	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000
Términos finales														
W _o	48.0	48.6	45.7	45.8	47.0	46.3	46.1	43.3	46.2	45.2	46.3	45.0	45.6	45.6
En	46.6	47.2	48.5	48.2	47.8	48.9	41.5	45.0	44.1	45.2	45.2	42.8	45.1	45.1
Fs	5.4	4.2	5.8	6.0	5.2	4.8	12.4	11.7	9.8	9.6	8.5	12.2	9.3	9.3

Tabla III.2 (continuación). Composición de elementos mayores de los piroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Clinopiroxenos										Ortopiroxenos			
	Clinopiroxenas hidratadas					Hornblenditas					Piroxenitas con espinela			
	103656-37	103657B-28	103657B-37	103489-23	105785-15	103471-105	103471-92	104382-207	103471-46	102131-42	102131-63	102131-2	102131-2	102131-2
Muestra	52.25	50.06	51.00	50.13	47.17	42.58	47.64	47.87	50.67	51.30	50.51	51.75	51.75	51.75
SiO ₂	0.34	0.65	0.84	0.64	2.05	4.01	1.49	1.30	0.89	0.10	0.19	0.27	0.27	0.27
TiO ₂	4.40	6.69	7.09	5.00	8.79	10.32	7.97	8.63	5.42	7.27	7.55	7.84	7.84	7.84
Al ₂ O ₃	4.80	3.34	2.95	10.77	8.42	7.39	7.41	5.54	5.60	11.32	11.81	11.28	11.28	11.28
FeO	0.91	0.35	0.51	0.06	0.08	0.08	0.03	0.71	0.30	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.07	0.02	0.01	0.31	0.09	0.08	0.09	0.08	0.00	0.14	0.17	0.24	0.24	0.24
MnO	0.02	0.06	0.00	0.07	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01
NiO	15.17	15.50	15.83	11.22	11.01	11.09	12.33	13.61	15.82	27.45	28.03	27.57	27.57	27.57
MgO	20.49	21.97	20.99	19.65	21.16	23.23	21.00	22.12	19.53	1.10	0.68	0.77	0.77	0.77
CaO	1.49	0.89	1.37	1.35	1.69	0.51	1.09	0.74	0.66	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	99.95	99.53	100.59	99.20	100.46	99.32	99.07	100.61	98.89	98.79	99.08	99.81	99.81	99.81
Total	0.85	0.89	0.91	0.65	0.70	0.73	0.75	0.81	0.83	0.81	0.81	0.81	0.81	0.81
Mg#														
Cationes calculados en base a 6 O														
Si	1.901	1.821	1.828	1.887	1.737	1.599	1.773	1.745	1.869	1.836	1.799	1.833	1.833	1.833
Ti	0.009	0.018	0.023	0.018	0.057	0.113	0.042	0.036	0.025	0.003	0.005	0.007	0.007	0.007
Al	0.188	0.287	0.299	0.222	0.381	0.457	0.350	0.371	0.236	0.306	0.317	0.327	0.327	0.327
Fe	0.146	0.102	0.088	0.339	0.259	0.233	0.231	0.169	0.173	0.339	0.352	0.334	0.334	0.334
Cr	0.026	0.010	0.014	0.002	0.002	0.002	0.001	0.020	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.001	0.000	0.010	0.003	0.003	0.003	0.002	0.000	0.004	0.005	0.007	0.007	0.007
Ni	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.823	0.841	0.837	0.630	0.604	0.621	0.684	0.740	0.870	1.464	1.489	1.456	1.456	1.456
Ca	0.799	0.856	0.806	0.792	0.835	0.935	0.838	0.864	0.772	0.042	0.026	0.029	0.029	0.029
Na	0.105	0.063	0.095	0.099	0.121	0.037	0.079	0.052	0.047	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.000	4.001	3.990	4.001	4.000	4.001	4.002	3.999	4.001	4.000	3.999	3.998	3.998	3.998
Términos finales														
Wo	45.1	47.6	46.3	44.7	49.1	52.2	47.7	48.7	42.5	2.3	1.4	1.6	1.6	1.6
En	46.5	46.7	48.6	35.6	35.5	34.7	39.0	41.7	47.9	79.2	79.5	79.7	79.7	79.7
Fs	8.4	5.7	5.1	19.7	15.4	13.1	13.3	9.7	9.5	18.5	19.1	18.7	18.7	18.7

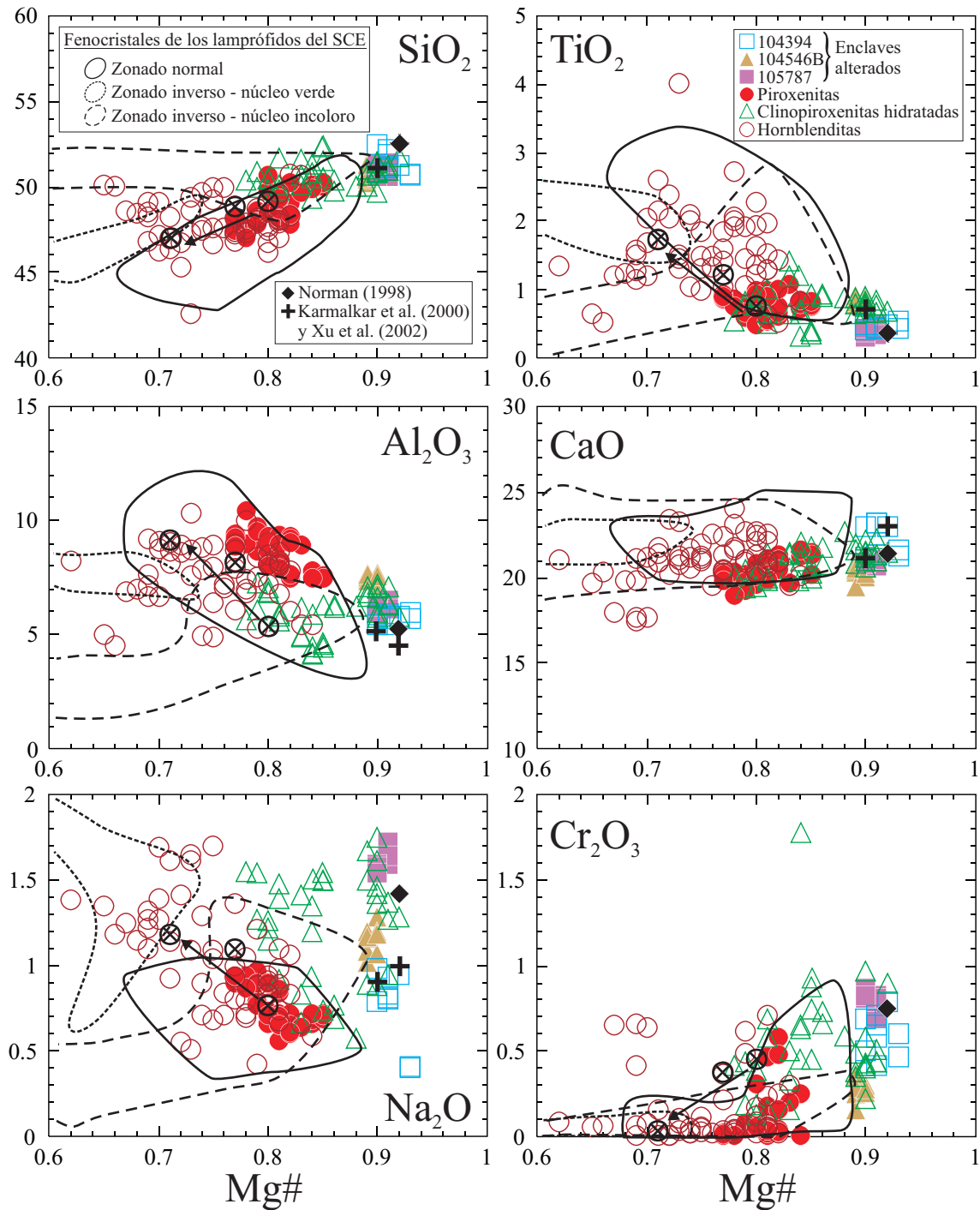


Figura III.6. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Se han proyectado, también, a modo de comparación, los campos composicionales correspondientes con los tres tipos de fenocristales de clinopiroxeno de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (con zonado normal, con zonado inverso y núcleo verde y con zonado inverso y núcleo incoloro). Así mismo, se ha proyectado la composición media de clinopiroxenos típicos de manto sin metasomatizar (Norman, 1998) o ligeramente metasomatizados (Karmalkar et al., 2000; Xu et al., 2002). El símbolo negro de forma circular y con una aspa dentro representa la composición de un cristal de clinopiroxeno de un enclave hornblendítico (103489) en su núcleo, zona intermedia y borde, estando la variación composicional marcada con una flecha.

normalizados bien al condrito bien al manto primitivo, reflejan las diferencias existentes principalmente en Sr y REE, de tal manera que dan lugar a tres patrones diferentes según el grado de enriquecimiento en dichos elementos (Figura III.9). Los espectros de las REE de los clinopiroxenos más pobres en Na (103494 y 104546B) se caracterizan por presentar una forma convexa a la altura de las LREE (de Ce

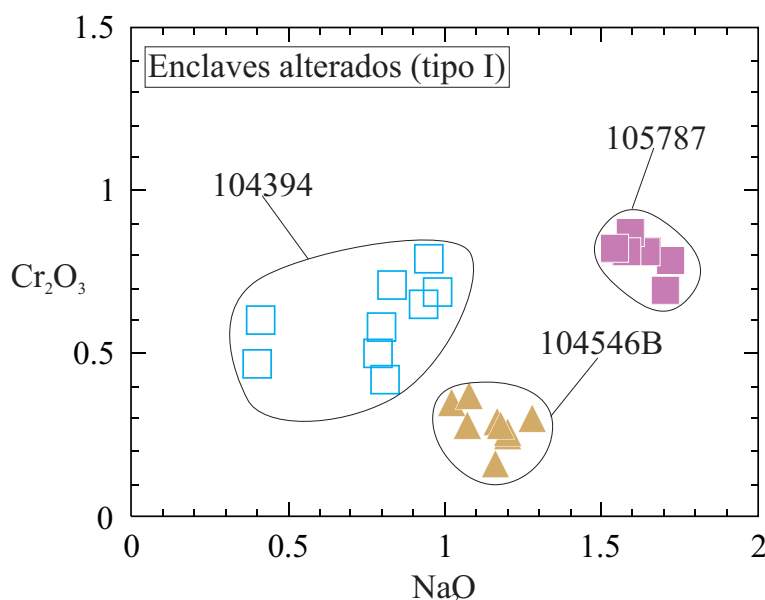


Figura III.7. Diferencias en la composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los clinopiroxenos de los enclaves alterados (tipo I), que se establecen, principalmente, en cuanto al contenido de Cr y Na.

a Nd principalmente). La primera alcanza el pico a la altura del Ce, con abundancias de 100 veces el condrito; la segunda tiene su pico situado en el Nd y alcanza abundancias rondando 40 veces el condrito. El clinopiroxeno más rico en Na (105787) presenta un espectro relativamente plano (valores aproximadamente 10 veces el condrito), aunque puede observarse un ligero aumento desde el La hasta el Sm. En cuanto a los diagramas multielementales, en todos los casos, los patrones de elementos traza normalizados al manto primitivo poseen anomalías negativas en Ba, Nb-Ta, Pb, Sr, Zr-Hf y Ti.

El espectro convexo con pico en el Sm es propio de megacristales de clinopiroxeno formados a elevada presión a partir de fundidos basálticos (Figura III.9A; Irving & Frey, 1984) y ha sido relacionado con procesos de segregación y acumulación en la corteza inferior o en el manto superior (Wilshire & Shervais, 1975; Frey & Prinz, 1978; Frey, 1980; Bodinier et al., 1987b; Ho et al., 2000; Upton et al., 2001). No obstante, el fuerte enriquecimiento en LREE de los clinopiroxenos de los enclaves 104394 y 104546B se asemejan más a los espectros de algunos clinopiroxenos ligados a procesos de metasomatismo (Grégoire, et al., 2003; Witt-Eickschen et al., 2003), mientras que el espectro plano de REE del enclave 105787 es ligeramente superior al de un clinopiroxeno sin metasomatizar, pero similar al de otros clinopiroxenos metasomatizados de xenolitos lherzolíticos (Norman, 1998) (Figura III.9A).

III.2.3.1.b. Piroxenitas con espinela

Estos piroxenos poseen valores de Mg# inferiores a los anteriores (0.77-0.85; Tabla III.2). Además, se caracterizan por sus elevados contenidos en Al_2O_3 (7.4-10.5%) y moderados de TiO_2 (0.49-1.1%). El Cr_2O_3 alcanza valores máximos del 0.58% en los cristales con mayor Mg#. Algunos elementos, como el Si, Al, Ca y Na, dan lugar a una tendencia de variación composicional que correspondería con un empobrecimiento en Si y Ca y un enriquecimiento en Al y Na a medida que aumenta la relación Fe/Mg (Figura III.6).

Los contenidos generalmente ricos en Al-Ti y pobres en Cr, junto con los valores moderados de Mg#, no son propios de clinopiroxenos pertenecientes a enclaves de un manto lherzolítico típico. En este sentido, su química de elementos mayores sería más semejante a la de los clinopiroxenos de la serie de las Al-augitas definida por Wilshire & Shervais (1975), también denominado grupo II por Frey & Prinz (1978), en contraposición con la serie de los Cr-diópsidos (grupo I de Frey & Prinz, 1978; Tabla III.2).

Tabla III.3. Composición de elementos traza de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Enclaves alterados										Piroxenitas con espinela	
	Muestra	104394-12	104394-21	104394-51	104546B-21	104546B-41	104546B-53	105787-10	105787-7	105787-9	101892-5	101892-9
Ba	0.84	1.37	2.42	d.l.d.	1.57	1.52	2.60	2.17	d.l.d.	0.88	0.86	
Rb	d.l.d.	d.l.d.	1.65	d.l.d.	d.l.d.	1.21	0.65	0.47	d.l.d.	0.66	0.46	
Sr	230	212	215	94.0	95.3	100	44.8	44.0	40.9	78.8	54.0	
Pb	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	0.46	0.16	0.17	s.a.	s.a.	
Th	0.06	0.10	0.08	0.20	0.31	0.19	d.l.d.	d.l.d.	0.06	0.09	0.08	
U	d.l.d.	d.l.d.	0.03	0.07	0.09	0.05	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	
Zr	24.5	24.8	25.9	36.8	38.4	33.0	17.5	16.7	16.4	42.4	36.0	
Nb	0.10	0.17	0.13	0.63	1.56	0.85	0.16	d.l.d.	0.11	0.41	0.34	
Y	16.8	15.5	14.9	20.3	19.9	19.9	16.7	15.5	15.1	17.6	16.1	
Sc	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	81.67	80.22	78.59	s.a.	s.a.	
V	254	246	251	291	286	304	344	320	319	400	385	
Ni	393	404	386	305	315	318	432	286	325	147	189	
Cr	5215	4948	5020	2072	2046	2181	5239	4687	5310	52	551	
Ta	0.01	0.04	0.02	0.04	0.09	0.03	0.05	d.l.d.	d.l.d.	0.10	d.l.d.	
Hf	0.89	0.89	1.16	1.58	1.50	1.14	0.88	0.88	0.75	1.93	2.08	
La	20.71	20.76	20.43	5.61	6.73	5.71	2.35	2.24	2.11	3.29	2.32	
Ce	70.19	69.42	70.24	20.56	22.41	21.99	6.61	6.27	6.37	12.61	8.66	
Pr	10.64	10.14	10.23	3.48	3.73	3.31	1.05	0.90	0.99	2.09	1.53	
Nd	46.37	49.40	44.52	18.95	18.45	17.68	5.81	5.42	5.63	11.65	10.07	
Sm	8.61	8.91	8.29	5.09	5.64	4.83	1.84	1.81	2.07	4.63	3.67	
Eu	2.14	2.15	2.18	1.67	1.75	1.85	0.71	0.66	0.65	1.40	1.54	
Gd	5.74	5.11	5.48	4.35	4.99	4.54	2.58	1.92	2.46	3.46	2.21	
Tb	0.80	0.72	0.75	0.71	0.72	0.68	0.43	0.39	0.42	0.67	0.60	
Dy	3.60	3.36	3.60	4.23	4.81	4.42	3.25	2.67	2.76	3.60	2.91	
Ho	0.68	0.57	0.66	0.83	0.97	0.94	0.67	0.58	0.56	0.63	0.63	
Er	1.86	1.72	1.67	2.27	2.20	2.01	1.98	1.70	1.55	1.86	1.73	
Tm	0.27	0.22	0.20	0.28	0.27	0.29	0.30	0.29	0.24	0.29	0.26	
Yb	1.44	1.43	1.38	1.79	2.00	1.63	1.83	1.74	1.95	1.76	1.58	
Lu	0.18	0.20	0.17	0.28	0.26	0.25	0.26	0.26	0.24	0.27	0.23	
LREE	156.52	158.63	153.71	53.69	56.96	53.52	17.65	16.64	17.17	34.27	26.25	
HREE	14.56	13.34	13.91	14.73	16.21	14.77	11.30	9.54	10.17	12.55	10.13	
REE	173.22	174.12	169.80	70.09	74.92	70.14	29.66	26.84	27.99	48.22	37.92	

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

Tabla III.3 (continuación). Composición de elementos traza de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	Piroxenitas con espinela			Clinopiroxenitas hidratadas					Hornblenditas			
	102131-7	104395-7	104395-11	104534A-12	104534A-41	104534A-51	104535-31	104535-33	103471-3	103471-4	103471-5	103471-9
Ba	1.10	d.l.d.	1.13	4.20	3.92	4.36	1.42	0.92	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	1.36
Rb	0.44	1.09	d.l.d.	0.65	0.43	0.58	0.91	0.67	d.l.d.	d.l.d.	0.46	0.50
Sr	48.2	59.0	56.5	101.0	101.2	101.4	108.9	107.6	25.0	61.2	64.8	82.0
Pb	s.a.	0.23	d.l.d.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.
Th	0.30	0.32	0.27	0.17	0.14	0.19	0.25	0.24	0.61	d.l.d.	d.l.d.	0.15
U	0.09	d.l.d.	d.l.d.	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.20	d.l.d.	0.08	d.l.d.
Zr	28.4	31.0	31.2	56.3	56.2	58.4	70.8	70.5	181.7	25.9	29.6	39.0
Nb	d.l.d.	0.33	d.l.d.	0.57	0.59	0.70	0.22	0.27	0.91	0.58	0.64	0.51
Y	19.1	18.0	17.2	17.6	18.6	18.6	23.0	24.4	25.0	14.4	15.4	18.9
Sc	s.a.	76.84	74.33	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.
V	526	394	398	658	709	699	623	623	273	342	366	425
Ni	126	s.a.	s.a.	62	74	65	124	116	71	296	226	240
CrI	307	386	393	1628	1745	1713	2898	2892	223	4017	511	567
Ta	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.11	0.11	0.12	0.05	0.07	0.18	d.l.d.	0.07	0.11
Hf	1.56	1.02	1.41	1.61	1.61	1.71	2.24	2.41	5.37	1.13	1.08	2.17
La	3.61	3.51	3.31	6.68	6.88	7.14	9.45	9.05	14.98	2.42	2.40	3.17
Ce	13.42	12.32	13.02	21.41	21.65	21.80	27.23	28.93	39.04	8.87	8.59	11.17
Pr	2.29	2.27	2.49	3.13	3.22	3.23	4.28	4.15	5.11	1.63	1.63	1.98
Nd	12.72	14.67	14.46	15.19	15.56	16.11	20.33	19.25	23.82	8.78	8.93	11.92
Sm	5.36	4.11	4.32	3.86	3.61	4.16	5.72	5.50	5.71	3.25	3.10	3.72
Eu	1.32	1.38	1.28	1.36	1.42	1.51	1.72	1.79	1.81	1.14	1.38	1.61
Gd	3.91	4.33	4.11	3.70	3.47	3.51	5.17	4.84	4.81	2.90	4.22	4.42
Tb	0.74	0.69	0.63	0.55	0.58	0.59	0.88	0.90	0.79	0.65	0.52	0.68
Dy	3.79	3.92	4.01	3.52	4.02	3.81	4.32	5.16	5.37	3.27	3.71	4.30
Ho	0.85	0.81	0.75	0.72	0.71	0.76	0.82	1.06	0.97	0.67	0.49	0.74
Er	2.07	1.81	2.07	1.85	2.00	2.05	2.82	2.71	2.47	1.12	1.26	1.97
Tm	0.33	0.27	0.21	0.28	0.25	0.29	0.33	0.39	0.30	0.12	0.17	0.18
Yb	2.40	1.88	1.83	1.90	1.80	1.96	2.97	2.52	2.70	1.19	1.33	1.33
Lu	0.35	0.14	0.24	0.27	0.27	0.31	0.28	0.39	0.35	0.22	0.20	0.29
LREE	37.40	36.88	37.60	50.27	50.92	52.43	67.00	66.88	88.66	24.95	24.65	31.96
HREE	14.44	13.83	13.85	12.77	13.10	13.28	17.59	17.96	17.76	10.14	11.86	13.91
REE	53.16	52.09	52.73	64.40	65.44	67.22	86.31	86.63	108.23	36.23	37.89	47.48

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

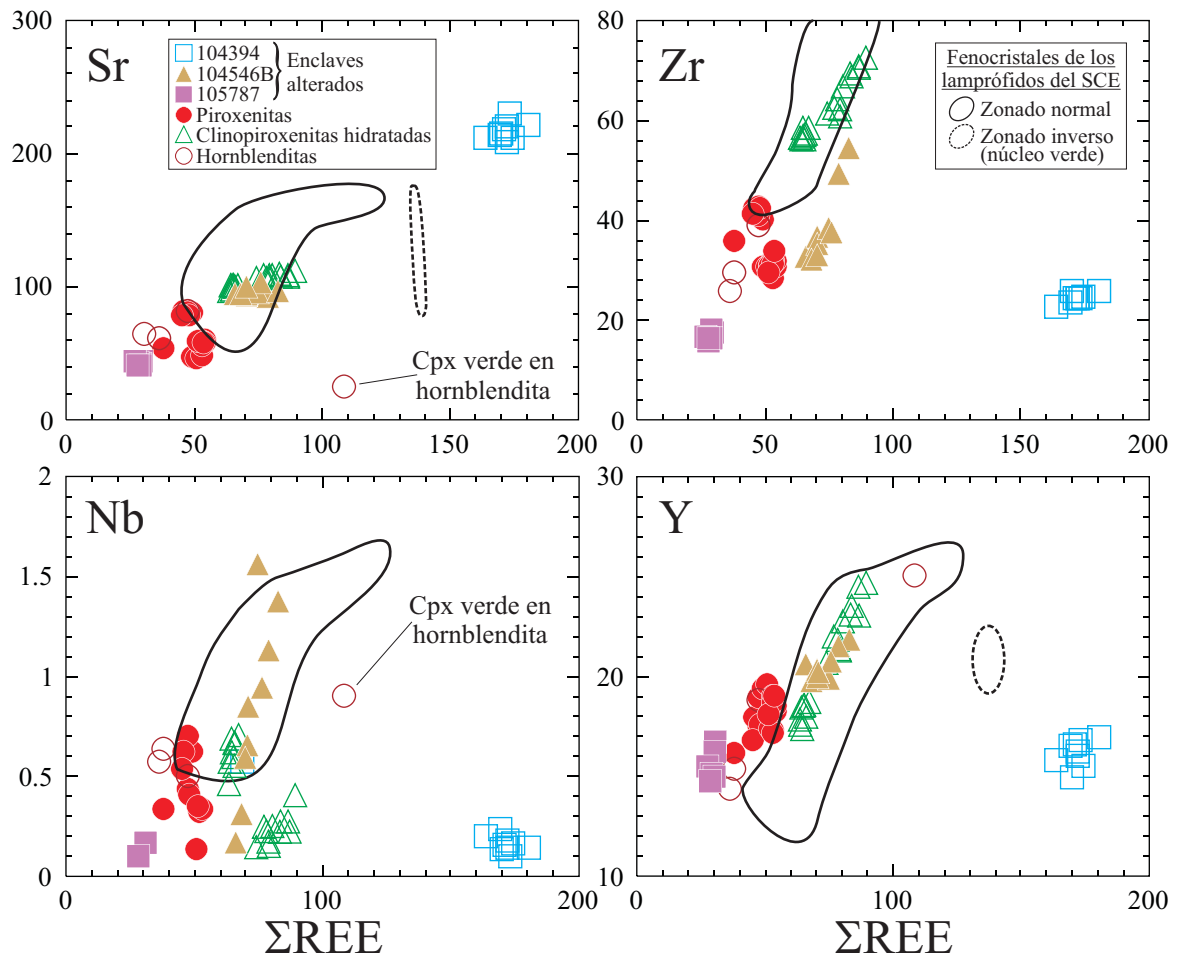


Figura III.8. Composición de elementos traza (ppm) de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. A modo de comparación se han proyectado también los campos de los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal y con zonado inverso y núcleo verde de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. No se han tenido en cuenta los fenocristales con zonado inverso debido a que su elevado contenido en REE, muy por encima del de los clinopiroxenos del enclave 104394 (los de mayor contenido en REE), hacen evidente la ausencia de algún tipo de relación con los clinopiroxenos de los enclaves.

En cuanto a elementos traza, destaca el espectro convexo de las REE con abundancias máximas situadas en el pico del Sm de unas 30 veces el condrito, y contenidos inferiores de LREE respecto a los enclaves alterados 104394 y 104546B (Figura III.9B). Aún así, muestran un patrón similar de trazas normalizado al manto primitivo, con las mismas anomalías negativas que los clinopiroxenos de los enclaves alterados (Figura III.9C-D). El espectro convexo es similar al de clinopiroxenos formados como megacrístales en profundidad o en enclaves acumulados a partir de fundidos básicos pertenecientes a la serie de las Al-augitas (Figura III.9B; Frey & Prinz, 1978; Irving & Frey, 1984; Qi et al., 1994; Litasov et al., 2000; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Xu, 2002).

III.2.3.1.c. Clinopiroxenitas hidratadas

Los clinopiroxenos de estos xenolitos poseen una composición relativamente heterogénea (Tabla III.2). Su valor de Mg# es entre alto y moderado (0.78-0.92). Presentan similitudes, en cuanto a elementos mayores, con los clinopiroxenos de los xenolitos de piroxenitas con espinela, aunque son más pobres en Al_2O_3 (4.2-7.3%) y ricos en Na_2O (0.57-1.75%) que ellos (Figura III.6). Su contenido en Cr_2O_3 es, en general, alto, pudiendo alcanzar el 1.77%. En general, cubren el espacio composicional entre los clinopiroxenos de los enclaves alterados y los de piroxenitas con espinela.

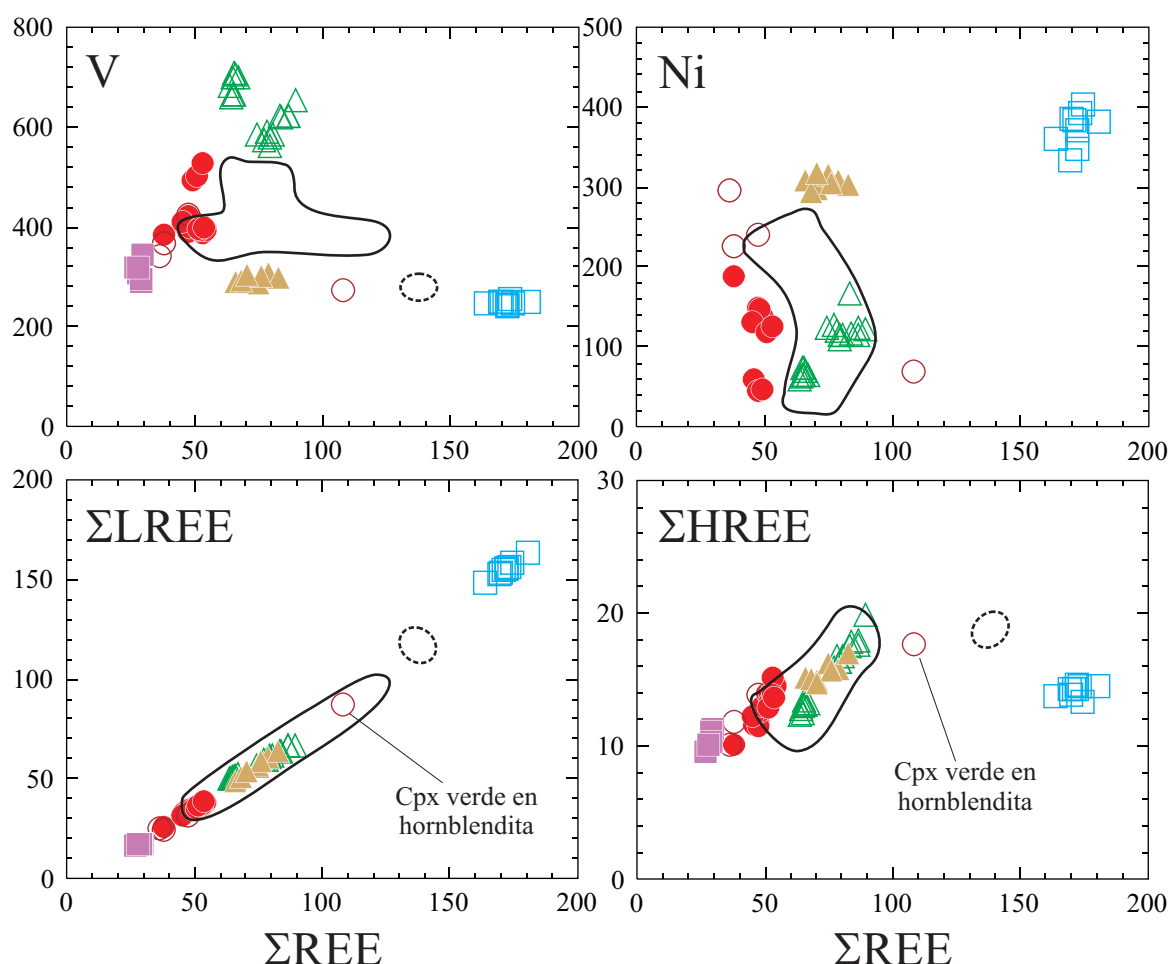


Figura III.8 (continuación). Composición de elementos traza (ppm) de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE.

En cuanto a trazas destacan del resto de piroxenos por sus elevados contenidos en Zr (56-73 ppm) y V (562-709 ppm) (Tabla III.3). Poseen también altas concentraciones de Sr (97-112 ppm) y REE (la suma es de 63-90 ppm), sobre todo de las LREE, que son muy parecidos a los valores del enclave alterado 104546B (Figura III.8). Por esto mismo, el espectro de las REE normalizado al condrito es similar al que presentaba éste último, con forma convexa (aunque el pico esté situado a la altura del Ce), abundancias de 40 veces el condrito y enriquecimiento en las LREE (Figura III.9B). El patrón de elementos traza normalizado al manto primitivo reproduce nuevamente las mismas anomalías que se han descrito para los otros grupos de xenolitos. Es de destacar el parecido composicional entre los clinopiroxenos de esta variedad de xenolitos hidratados y los fenocristales de clinopiroxeno de los lamprófidos (Figura III.8), proyectándose en idénticos campos composicionales para la mayoría de los elementos.

III.2.3.1.d. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol

Son Ti-diósidos y Ti-augitas ricas en Al y pobres en Cr. Son el tipo de clinopiroxeno que muestra mayor heterogeneidad composicional en elementos mayores: TiO_2 (0.5-4%), Na_2O (0.42-1.7%), CaO (17.48-24.02%), Al_2O_3 (4.5-10.3%) y Mg\# (0.62-0.84) (Tabla III.2). En la mayoría de los casos esta composición se proyecta dentro del campo que definen los fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal de los diques de lamprófidos (Figura III.6). La variación composicional descrita en los clinopiroxenos de estos enclaves va acompañada de un zonado de núcleo a borde en algunos cristales pertenecientes a un mismo xenolito que se caracteriza por una disminución del Mg\# y de los contenidos en Cr_2O_3 y SiO_2 y

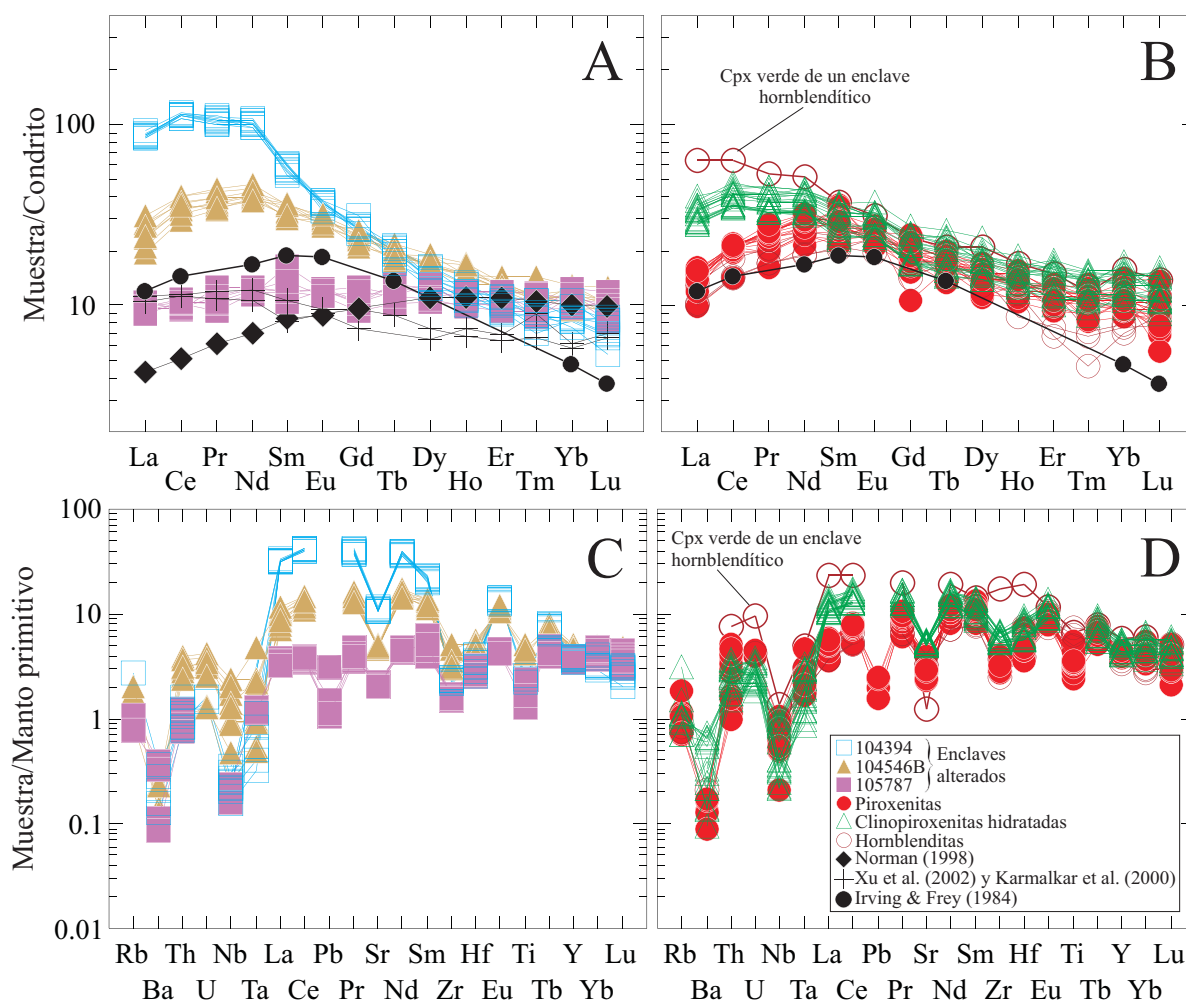


Figura III.9. Composición de tierras raras normalizadas al condrito (A y B) de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles normalizada al manto primitivo (C y D) de McDonough & Sun (1995) de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado la composición de clinopiroxenos típicos de rocas de manto sin metasomatizar (Norman, 1998) y ligeramente metasomatizados (Karmalkar et al., 2000; Xu et al., 2002) y la de megacrístales de clinopiroxenos formados como acumulados a elevada presión de fundidos basálticos (Irving & Frey, 1984). Se ha destacado, también, un análisis de un clinopiroxeno verde presente en un enclave hornblendítico (103489), por su elevado contenido en algunos elementos traza.

por un aumento del Al_2O_3 , Na_2O y TiO_2 (Figura III.6). La misma tendencia observada en los xenolitos de piroxenitas con espinela (tipo II) para el Si, Ca, Al y Na, puede apreciarse también en los clinopiroxenos de las hornblenditas y es la misma que se describió en los fenocristales con zonado normal de los lamprófidos (ver capítulo previo). Además, una composición en elementos mayores similar a ésta ha sido interpretada como típica de segregados formados a partir de magmas básicos alcalinos por numerosos autores (Hunter & Upton, 1987; Witt-Eickschen & Kramm, 1998; Downes et al., 2001; Upton et al., 2001). Los escasos clinopiroxenos verdes que aparecen hacia el borde de algún enclave son ricos en Fe (Mg\# alrededor de 0.65) y están empobrecidos en Al y Ti respecto al resto (Figura III.6).

La composición en elementos traza de estos clinopiroxenos es muy parecida a la de los clinopiroxenos de las piroxenitas con espinela, diferenciándose únicamente por un contenido ligeramente superior en Ni (Tabla III.3; Figura III.8). Por lo tanto los espectros de REE son convexos y muestran similares abundancias respecto al condrito (20-30 veces éste y pico a la altura del Sm) y también iguales anomalías negativas de elementos traza (Ba, Nb-Ta, Pb, Sr, Zr-Hf y Ti) respecto al manto primitivo (Figura III.9B,D). La excepción a esta similitud composicional se debe a los clinopiroxenos verdes que aparecen en los bordes de algunos

enclaves. Estos poseen espectros de REE muy fraccionados, están enriquecidos en REE (principalmente LREE), Hf y Zr, y empobrecidos en Sr y Ni (Figura III.9B,D).

En las figuras III.6 y III.8 se ha proyectado, también, la composición en elementos mayores y traza de los distintos tipos de fenocristales de clinopiroxenos descritos en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Los fenocristales con zonado normal poseen una composición en elementos mayores similar a la de los clinopiroxenos de los enclaves de tipo II, III y IV, sobre todo con el último de estos grupos coincidiendo además la tendencia de variación composicional de Si, Al y Ti. Los elementos traza marcan ciertas diferencias entre los fenocristales y los clinopiroxenos de los enclaves, principalmente en cuanto a los contenidos en Sr, Zr, y V (Figura III.8), pero el análisis de un clinopiroxeno verde presente en una de estas hornblenditas amplía el rango composicional a valores más ricos en trazas, lo que hace que se aproxime o coincida con el de los fenocristales de zonado normal de los lamprófidos (Figura III.8). Los núcleos de los fenocristales con zonado inverso se diferencian claramente de los clinopiroxenos de los enclaves por su

Tabla III.4. Composición en elementos traza de los ortopiroxenos de la websterita con espinela del SCE

Muestra	102131-1	102131-2	102131-3	102131-6
Ba	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	1.02
Rb	0.58	1.11	d.l.d.	d.l.d.
Sr	0.22	d.l.d.	0.20	0.29
U	0.06	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Zr	3.43	4.88	4.03	3.97
Nb	0.20	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Y	1.76	2.16	1.75	1.95
V	224	253	226	251
Ni	103	124	127	40
Cr	175	187	182	174
Hf	0.17	0.41	0.25	0.40
K	24.9	74.7	83.0	182.6
Ti	600	719	839	1199
Ce	d.l.d.	d.l.d.	0.08	0.11
Nd	d.l.d.	0.67	d.l.d.	d.l.d.
Eu	0.09	d.l.d.	0.08	0.17
Tb	0.07	d.l.d.	d.l.d.	0.12
Dy	0.37	d.l.d.	0.24	d.l.d.
Ho	0.08	0.10	0.09	0.09
Er	0.23	d.l.d.	0.38	0.29
Tm	0.06	0.10	0.07	0.10
Yb	0.53	0.33	0.46	0.37
Lu	d.l.d.	0.11	0.09	0.09

d.l.d.: por debajo del límite de detección

composición. Los fenocristales de clinopiroxeno con núcleo incoloro no se han proyectado dado que sus elevados contenidos en REE (275-320 ppm), Zr (100-150 ppm) e Y (65-110 ppm), están muy lejos de los valores de los clinopiroxenos de los enclaves y no pueden estar relacionados con ellos. Los fenocristales con núcleos verdes, por otro lado, son muy ricos en Fe (Figura III.6), y poseen altos contenidos en REE y Zr (este último elemento queda fuera de la figura; 152-376 ppm) (Figura III.8), lo que también parece indicar que los clinopiroxenos de las hornblenditas no deben estar relacionados con estos fenocristales.

III.2.3.2. Ortopiroxeno

Los ortopiroxenos de la websterita 102131 (enclaves tipo II) se clasificarían como enstatitas (según Morimoto et al., 1988). Su composición es homogénea, en torno a En_{78-80} , rica en Al y pobre en Cr (Al_2O_3

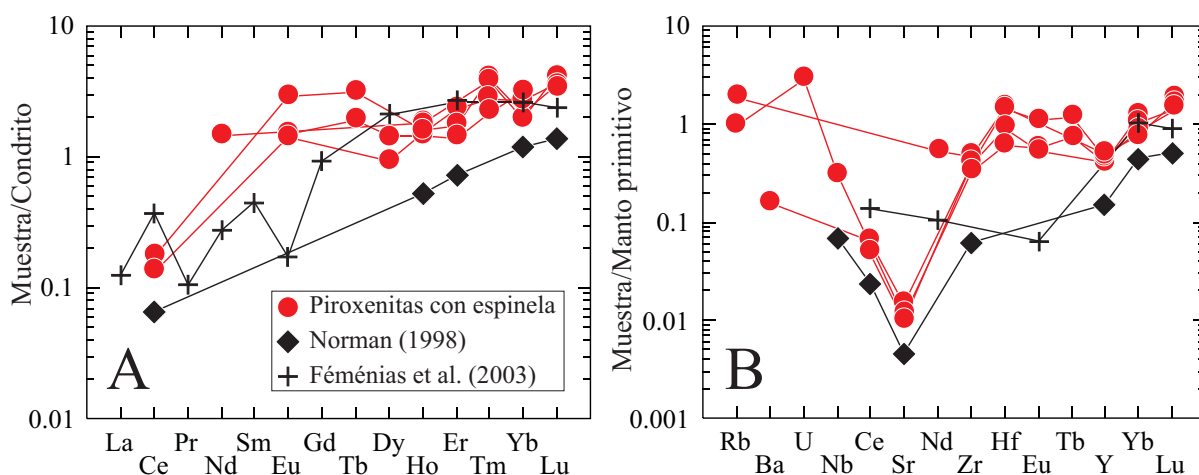


Figura III.10. Composición de tierras raras normalizadas al condrito (A) de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles normalizada al manto primitivo (B) de McDonough & Sun (1995) de los ortopiroxenos presentes en la websterita con espinela (102131; enclave tipo II). Se ha proyectado, también, a modo de comparación la composición media de ortopiroxenos típicos de rocas de manto (Norman, 1998) y de ortopiroxenos interpretados como acumulados magmáticos (Féménias et al., 2003).

de 7.2 a 7.9% y Cr_2O_3 de 0.01 a 0.05%) (Tabla III.2). El bajo contenido en MgO (26.9-28.1%) y alto en Al , diferencia a estos ortopiroxenos de los que aparecen dentro de enclaves lherzolíticos de la serie de los Cr -diópsidos, con MgO normalmente por encima de 31-32% y Al_2O_3 menor de 5-6%, mientras que su composición es semejante a la de ortopiroxenos formados como segregados de fundidos basálticos (xenolitos de la serie de las Al -augitas; Frey & Prinz, 1978; Qi et al., 1994; Norman, 1998; Litasov et al., 2000).

Aunque el ortopiroxeno no es un mineral fundamental a la hora de alojar elementos traza (Tabla III.4), al compararle con ortopiroxenos de enclaves acumulados (Féménias et al., 2003) y lherzolitas típicas del manto superior (Norman, 1998), puede apreciarse que su composición está enriquecida en elementos traza con respecto a la de un ortopiroxeno mantélico, pareciéndose más a los ortopiroxenos de acumulados basálticos, sobre todo para las HREE (Figura III.10).

III.2.3.3. Anfíbol

Los anfíboles presentes en los enclaves máficos y ultramáficos que transportan los lamprófidos del SCE se clasifican como kaersutitas y pargasitas siguiendo los criterios de Leake et al. (1997) (Figura III.11). Aparecen en los enclaves alterados 104546B y 105787 (tipo I) (sólo pargasitas), y en las clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) y en las hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV) (tanto pargasitas como kaersutitas). De una manera general, todos ellos se caracterizan por elevados contenidos en TiO_2 (1.98-6.8%) y Al_2O_3 (12.9-15.8%) (Tabla III.5).

III.2.3.3.a. Enclaves alterados

Como ocurría con los piroxenos de estos enclaves, son los anfíboles que presentan los mayores valores de Mg\# (0.87-0.89). Para los elementos mayores las dos muestras con anfíbol son composicionalmente homogéneas, con elevados contenidos en Na_2O (2.95-3.1%) y SiO_2 (41.2-42.2%) y bajos en K_2O (1.04-1.17%) y CaO (10.2-11.1%) (Figura III.12). El contenido en Ti es de los más bajos de los enclaves ultramáficos y permite distinguir, además, la muestra 104546B, más enriquecida ($\text{TiO}_2 = 3.8$ -4.25%), respecto de la muestra 105787 ($\text{TiO}_2 = 1.98$ -2.05%).

Tabla III.5. Composición de elementos mayores de los anfiboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Enclaves alterados					Clinopiroxenas hidratadas										Hornblendas				
	104546B-23	104546B-24	105787-46	105787-47	103656-41	104534A-37	104534A-74	104535-24	105788-33	103471-71	104382-203	104392-97	104529-119	104529-125						
Muestra	104546B-23	104546B-24	105787-46	105787-47	103656-41	104534A-37	104534A-74	104535-24	105788-33	103471-71	104382-203	104392-97	104529-119	104529-125						
SiO ₂	41.68	41.85	41.26	42.21	42.45	40.02	40.07	41.21	40.77	39.11	39.64	38.84	40.75	40.38						
TiO ₂	4.25	3.82	1.98	2.05	2.18	4.94	3.84	2.87	4.32	6.46	3.94	6.17	2.62	3.51						
Al ₂ O ₃	15.34	15.66	14.57	14.99	12.94	14.29	14.33	13.19	14.24	13.80	15.04	14.76	15.50	15.25						
FeO	3.60	4.38	4.26	4.08	7.31	8.39	8.87	9.25	6.63	11.79	11.60	9.53	7.68	8.30						
Cr ₂ O ₃	0.58	0.56	1.27	1.26	1.46	0.40	0.40	0.60	0.41	0.01	0.00	0.01	0.05	0.08						
MnO	0.13	0.00	0.04	0.00	0.02	0.09	0.17	0.08	0.07	0.09	0.09	0.10	0.12	0.10						
MgO	16.33	16.84	16.99	17.22	15.60	13.92	13.87	13.60	14.38	10.56	11.76	12.00	14.20	14.20						
CaO	10.94	10.24	10.50	11.11	11.14	11.29	10.89	10.75	11.51	10.61	11.45	12.54	11.41	11.60						
Na ₂ O	3.09	2.96	3.08	3.09	2.93	2.35	2.98	3.18	2.49	3.11	2.71	2.73	2.73	2.65						
K ₂ O	1.04	1.17	1.12	1.05	1.55	1.54	0.96	0.74	1.71	0.95	1.33	1.35	1.75	1.53						
Total	96.98	97.48	95.07	97.06	97.58	97.23	96.38	95.47	96.53	96.49	97.56	98.03	96.81	97.60						
Mg#	0.89	0.87	0.88	0.88	0.79	0.75	0.74	0.72	0.79	0.61	0.64	0.69	0.77	0.75						
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)																				
Si	6.854	6.529	6.196	6.062	6.667	6.155	6.288	6.395	7.491	5.879	6.331	6.014	6.266	6.346						
Ti	0.526	0.448	0.224	0.221	0.258	0.571	0.453	0.335	0.597	0.730	0.473	0.719	0.303	0.415						
Al	2.970	2.877	2.577	2.535	2.394	2.588	2.648	2.410	3.081	2.442	2.829	2.691	2.806	2.822						
Fe	0.495	0.571	0.535	0.490	0.960	1.079	1.164	1.200	1.019	1.482	1.549	1.234	0.988	1.091						
Cr	0.075	0.069	0.151	0.143	0.181	0.049	0.050	0.074	0.059	0.001	0.000	0.001	0.006	0.010						
Mn	0.018	0.000	0.005	0.000	0.003	0.012	0.023	0.011	0.011	0.012	0.012	0.013	0.016	0.013						
Mg	4.003	3.916	3.804	3.687	3.653	3.191	3.245	3.146	3.939	2.366	2.800	2.770	3.255	3.327						
Ca	1.927	1.712	1.690	1.709	1.874	1.860	1.831	1.787	2.266	1.708	1.959	2.080	1.879	1.953						
Na	0.985	0.895	0.897	0.861	0.892	0.701	0.907	0.957	0.887	0.907	0.839	0.820	0.814	0.808						
K	0.218	0.233	0.215	0.192	0.311	0.302	0.192	0.146	0.401	0.182	0.271	0.267	0.343	0.307						
Suma cat.	18.071	17.250	16.294	15.900	17.193	16.508	16.801	16.461	19.751	15.709	17.063	16.609	16.676	17.092						

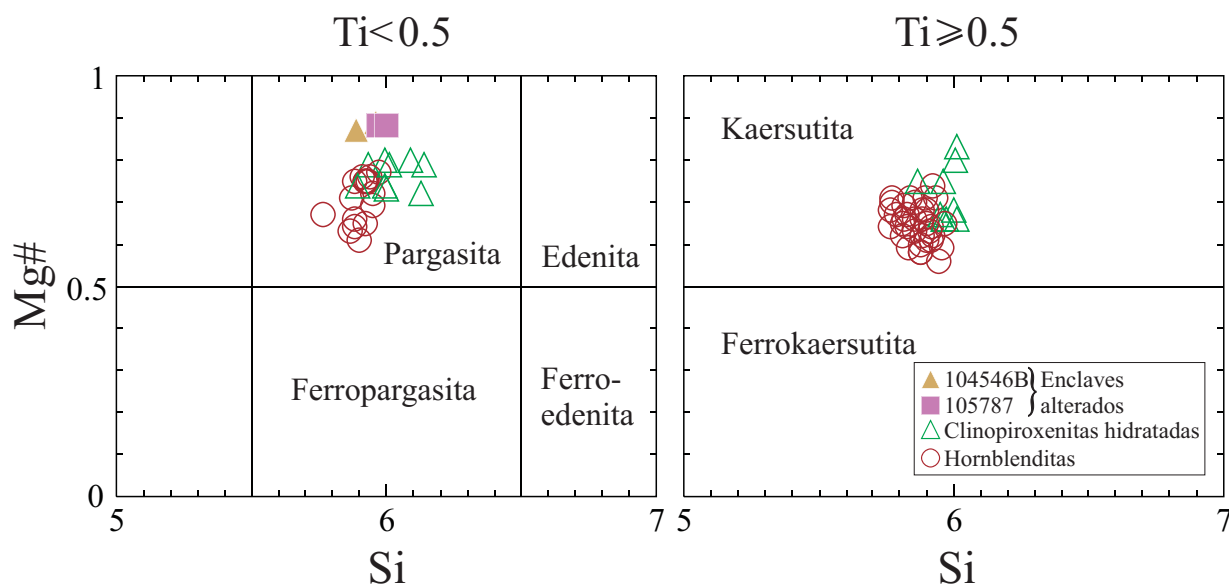


Figura III.11. Clasificación de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE en base a los criterios establecidos por Leake et al. (1997). En función de si su contenido en TiO_2 es mayor o menor de 0.5 % se clasificarían como kaersutitas y pargasitas, respectivamente.

En trazas destacan aún más las diferencias entre ambas muestras. El anfíbol del enclave 105787 es muy rico en Cr (7436-7845 ppm) y muestra menores contenidos en la mayoría de los elementos traza: Ba (79-85 ppm), Sr (116-122 ppm), Zr (15.6-19 ppm), Hf (0.62-0.95 ppm), Nb (1.23-1.36 ppm), Ta (0.071-0.099 ppm), Y (17.3-18.2 ppm), LREE y MREE (Tabla III.6; Figura III.13), siendo, además, el más empobrecido también si consideramos el resto de xenolitos ultramáficos. La muestra 104546B se caracteriza por contenidos medios de Ba (171-179 ppm), bajos de Sr (208-279 ppm) y altos de Zr (66.7-73.2 ppm) y LREE (Figura III.13). Su contenido en Cr es también alto (2977-3236 ppm), aunque no tanto como en los anfíboles del otro enclave alterado. Estos anfíboles se diferencian claramente del conjunto de fenocristales de los diques de lamprófidos, ya que estos últimos son más ricos en la mayoría de los elementos traza más incompatibles (Ba, Sr, Zr) y mucho más bajos de Cr (Figura III.13).

Los espectros de elementos traza incompatibles normalizados al condrito y al manto primitivo reflejan las grandes variaciones en la composición de los anfíboles de estos enclaves. El espectro de las REE de los anfíboles es similar al que presentaban los clinopiroxenos de estas mismas muestras (aunque ligeramente más enriquecido en LREE): relativamente plano para el enclave 105787 y convexo y enriquecido en LREE para el enclave 104546B (Figura III.14A). El espectro de elementos incompatibles normalizado al manto primitivo de la muestra 104546B da lugar a picos positivos de Ba, Nb-Ta y Eu y a anomalías negativas en Th-U, Sr y Zr-Hf; la muestra 105787 se diferencia claramente por mostrar una ligera anomalía negativa de Nb-Ta (Figura III.14B).

Los espectros de REE de los anfíboles de la muestra 104546, por su forma convexa, se asemeja a los de megacrístales acumulados en profundidad a partir de un fundido básico (Irving & Frey, 1984), pero el enriquecimiento en LREE (con picos a la altura del Ce) es comparable, en forma y abundancia respecto al condrito, con los que muestran anfíboles de origen metasomático que aparecen en forma de venas o diseminados en el interior de xenolitos mantélicos (Chazot, 1998; Downes, 2001; Ionov et al., 2002; Xu et al., 2003) (Figura III.14A). Sin embargo, la complejidad en el tipo de metasomatismo que puede dar lugar a estos anfíboles puede reflejarse en muy variadas composiciones (Chazot, 1998; Witt-Eickschen et al., 2003). Por esta razón, el espectro semi-plano del anfíbol de la muestra 105787, por otro lado, presenta similitudes

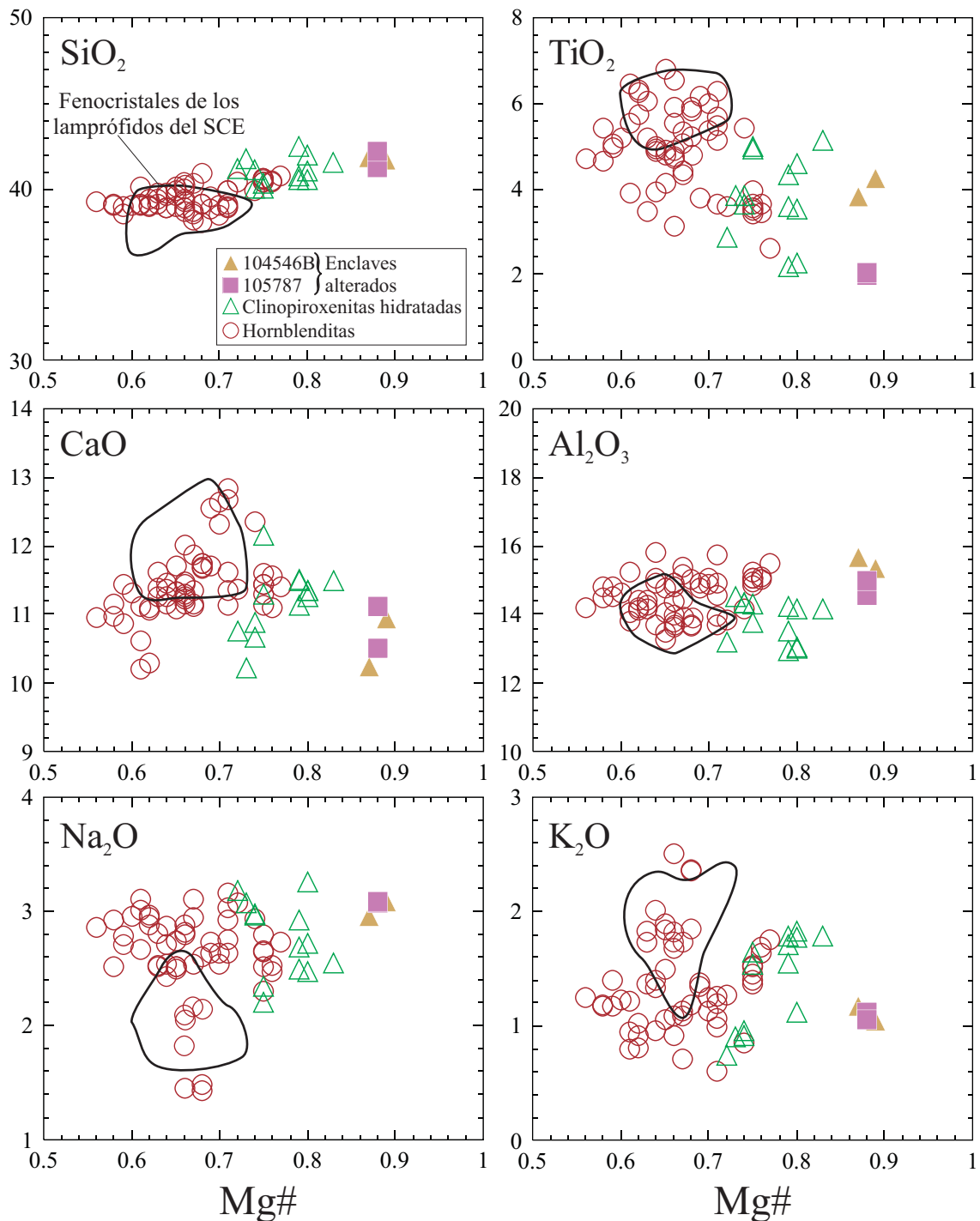


Figura III.12. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado el campo composicional correspondiente con los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

con los de otros anfíboles encontrados en xenolitos del manto y relacionados con eventos metasomáticos (Chazot, 1998; Downes, 2001; Xu et al., 2003).

III.2.3.3.b. Clinopiroxenitas hidratadas

Estos anfíboles presentan una composición heterogénea (Tabla III.5), con valores de Mg# menores que los de los enclaves alterados (en el rango 0.72-0.83) y variables en TiO_2 (2.1-5.2%), clasificándose entre pargasitas y kaersutitas (Figura III.11). Apuntan una ligera disminución de Si, Ca y K a medida que desciende el valor de Mg# (Figura III.12).

Tabla III.6. Composición de elementos traza de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Enclaves alterados						Clinopiroxenitas hidratadas				Homblenditas			
	104546B-31	104546B-32	104546B-33	105787-1	105787-2	105787-3	104534A-21	104534A-22	104534A-23	104534A-24	103471-02	103471-10	103471-11	103471-12
Muestra	104546B-31	104546B-32	104546B-33	105787-1	105787-2	105787-3	104534A-21	104534A-22	104534A-23	104534A-24	103471-02	103471-10	103471-11	103471-12
Ba	172	175	178	79.7	82.1	84.3	253	236	247	228	455	399	442	449
Rb	4.84	4.30	5.12	5.69	5.97	6.33	12.12	6.01	6.03	6.20	6.54	4.84	4.78	6.80
Sr	278	226	208	120	120	117	631	474	488	504	791	853	891	763
Pb	s.a.	s.a.	s.a.	0.29	0.45	0.43	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.	s.a.
Th	0.20	0.18	0.33	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.25	0.15	0.16	0.19	0.15	0.19	d.l.d.	0.14
U	0.05	0.06	0.11	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.06	0.03	0.05	0.04	d.l.d.	0.05	d.l.d.	d.l.d.
Zr	66.7	68.9	73.2	16.8	18.0	15.6	55.3	52.6	51.8	52.6	57.1	42.8	50.9	54.5
Nb	78.4	51.2	53.2	1.35	1.23	1.36	52.4	43.1	45.3	45.2	46.8	35.3	33.8	47.4
Y	21.7	22.0	21.8	17.3	18.2	17.8	22.7	21.7	22.7	21.8	23.2	24.2	24.8	28.9
V	440	424	450	501	545	543	918	909	944	905	418	516	525	453
Ni	605	582	596	s.a.	s.a.	s.a.	135	129	149	129	155	294	199	210
CrI	3124	2977	3236	7436	7845	7721	2004	2087	2182	2118	224	96	68	114
Ta	2.73	1.61	1.61	0.07	0.10	0.62	2.12	1.83	1.90	1.83	2.37	1.79	1.67	2.11
Hf	1.51	1.49	1.56	0.95	0.83	0.62	1.59	1.46	1.34	1.41	1.90	2.10	1.82	2.06
La	10.10	10.95	12.00	3.14	3.02	3.32	9.16	9.94	10.29	10.35	7.65	6.56	6.69	8.27
Ce	30.73	31.40	35.51	8.41	8.98	9.10	24.48	27.40	27.48	27.49	27.21	20.16	21.46	28.37
Pr	4.71	4.47	4.74	1.29	1.40	1.27	4.10	4.04	4.14	4.25	4.40	3.49	3.75	5.13
Nd	21.61	22.61	24.53	7.03	6.86	7.19	20.98	19.82	20.19	19.78	22.26	20.00	20.44	25.27
Sm	5.89	6.09	5.61	2.59	2.21	2.45	5.08	5.08	5.55	5.07	6.97	5.83	5.68	7.47
Eu	2.04	1.94	1.90	0.89	0.80	0.75	2.09	1.78	1.94	2.04	2.73	2.40	2.75	3.27
Gd	5.50	5.73	5.61	2.43	2.81	2.77	5.74	4.56	4.31	4.64	6.45	6.32	5.69	7.82
Tb	0.89	0.78	0.78	0.45	0.54	0.56	0.92	0.71	0.72	0.70	0.91	0.97	0.83	1.23
Dy	4.30	4.36	4.14	3.21	2.97	2.88	4.68	4.17	4.29	4.66	4.76	5.16	5.34	6.28
Ho	0.91	0.87	0.88	0.56	0.75	0.69	1.04	0.88	0.97	0.92	0.87	0.98	0.92	1.02
Er	2.18	2.35	2.25	1.76	1.98	2.00	2.36	2.18	2.45	2.22	2.10	1.88	2.24	2.57
Tm	0.26	0.26	0.33	0.27	0.30	0.22	0.32	0.33	0.32	0.32	0.26	0.38	0.18	0.45
Yb	2.11	1.91	1.56	1.57	2.37	1.61	2.31	2.16	2.54	1.86	2.01	1.72	1.79	3.02
Lu	0.22	0.29	0.28	0.29	0.24	0.22	0.33	0.31	0.31	0.28	0.27	0.28	0.25	0.33
LREE	73.05	75.52	82.39	22.47	22.48	23.32	63.80	66.28	67.65	66.94	68.48	56.03	58.02	74.51
HREE	16.36	16.55	15.84	10.54	11.95	10.95	17.70	15.30	15.90	15.59	17.62	17.69	17.24	22.72
REE	91.45	94.01	100.13	33.90	35.23	35.02	83.59	83.36	85.49	84.57	88.83	76.12	78.01	100.50

s.a.: sin analizar; d.l.d.: por debajo del límite de detección

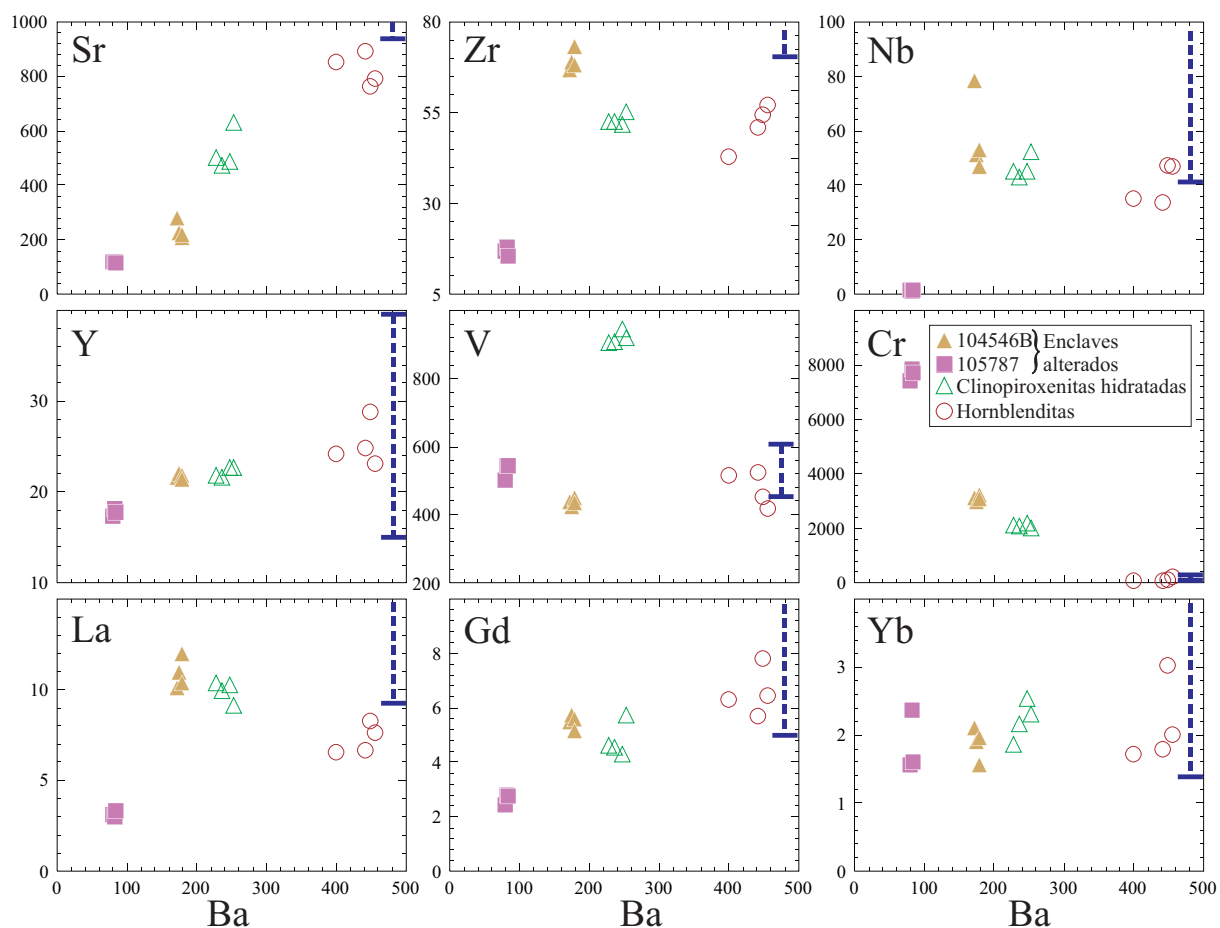


Figura III.13. Composición de elementos traza (ppm) de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. La barra vertical discontinua representa el rango composicional de los fenocristales de anfíbol de los diques alcalinos de lamprófidos del SCE para todos los elementos menos para el Ba, que está siempre por encima de 500 ppm. Para la mayoría de elementos (Sr, Zr, Nb, La, Gd, Yb) el rango de los fenocristales no está cerrado, lo que indica valores aún más altos de los que permiten representar los diagramas.

En elementos traza poseen una composición parecida a la del enclave alterado 104546B, salvo por estar enriquecido en Ba (227-253 ppm), Sr (474-632 ppm) y V (904-945 ppm) y ligeramente empobrecido en Cr (2004-2182 ppm) (Figura III.13). Los espectros normalizados de REE y elementos trazas incompatibles son similares a los anfíboles de este enclave: convexo y enriquecido en LREE, en el primer caso (picos máximos normalmente en el Ce) y con picos positivos en Ba, Nb-Ta y Eu y anomalías negativas en Th-U y Zr-Hf, en el segundo (Figura III.14). Existe, sin embargo, una diferencia entre ellos: frente al pico negativo en Sr de los anfíboles de la muestra alterada 104546B, los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas dan lugar a una anomalía positiva.

Esta composición, es semejante a la que muestran algunos anfíboles metasomáticos de xenolitos del manto enriquecidos en LREE (Chazot, 1998; Downes, 2001; Ionov et al., 2002; Xu et al., 2003), pero también a la de los anfíboles acumulados de Irving & Frey (1984), aunque están ligeramente enriquecidos en La y Ce (Figura III.14). Respecto a los fenocristales de los diques, pese a mostrar ciertas similitudes para algunos elementos (Y, REE), las concentraciones de Ba, Sr y Zr son mucho más altas en los fenocristales y las de V y Cr lo son en los anfíboles de estos enclaves.

III.2.3.3.c. Hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol

Al igual que ocurría con los clinopiroxenos, los anfíboles de estos enclaves son los que mayor

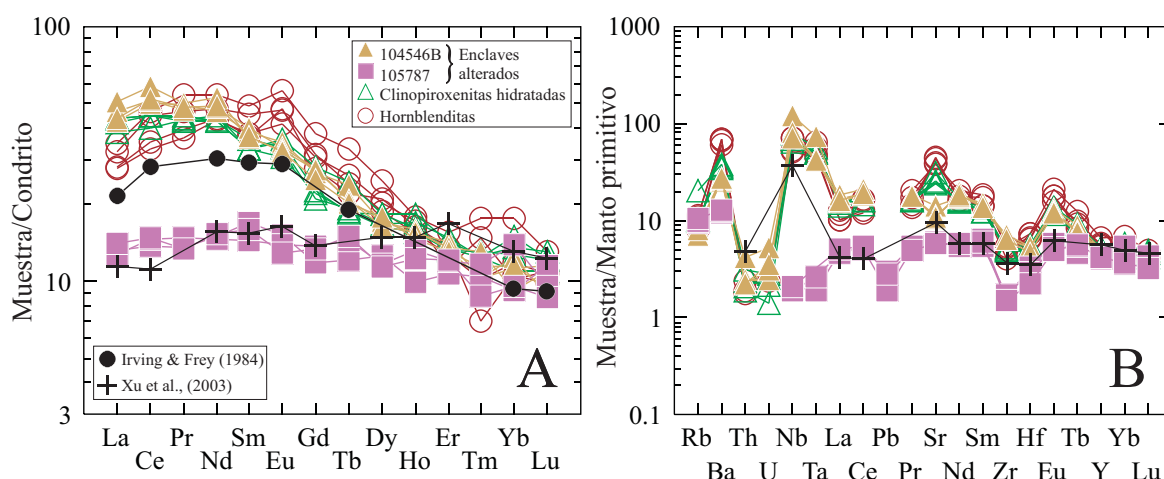


Figura III.14. Composición de tierras raras (A) normalizadas al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. También se ha proyectado la composición media de anfíboles típicos de rocas de manto (Xu et al., 2003) y de anfíboles interpretados como acumulados magmáticos formados a elevada presión a partir de fundidos basálticos (Irving & Frey, 1984).

heterogeneidad muestran, llegando hasta valores medios-bajos de Mg# (0.56-0.77) (Tabla III.5). Dan lugar a una tendencia a la disminución de Si y Ca y al aumento de Ti a medida que desciende el valor de Mg# (Figura III.12). Su química de elementos mayores se caracteriza por alcanzar elevados contenidos en TiO_2 (2.6-6.8%) (a la hora de clasificar estos anfíboles transitarían entre pargasitas y kaersutitas; Figura III.11), y variables porcentajes de Na_2O (1.43-3.16%) y K_2O (0.6-2.5%).

Poseen los mayores contenidos en Ba (399-455 ppm), Sr (762-892 ppm), Y (23.1-28.9 ppm), MREE y HREE, y los más bajos en Cr (67.9-224 ppm) (Tabla III.6; Figura III.13). En LREE están ligeramente empobrecidos respecto a los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas y al enclave alterado 104546B, lo que hace que se marque más la forma convexa de su espectro de REE normalizado al condrito (Figura III.14A), alcanzando el pico a la altura del Eu (anomalía positiva). Para el resto de elementos incompatibles muestran un patrón similar al de los anfíboles de los mencionados enclaves, con anomalía positiva para el Sr (Figura III.14B).

La forma convexa del espectro de REE, muy parecido al de los clinopiroxenos, es también semejante al que se ha descrito en megacrístales de anfíboles de alta presión (Irving & Frey, 1984) y en anfíboles de segregados magmáticos piroxeníticos y hornblendíticos (Bodinier et al., 1987a, 1990; Witt-Eichschen & Kramm, 1998; Downes, 2001; Upton et al., 2001) (Figura III.14A).

Los fenocrístales de anfíbol de los diques de lamprófidos del SCE presentan similitudes en cuanto a la composición de elementos mayores con respecto a los anfíboles más ricos en Ti de los xenolitos de hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV) (Figura III.12). La química de elementos traza resulta también semejante, con contenidos de Ba, Sr, Nb, Y, V, Cr y REE que entran dentro del rango definido por los fenocrístales o están muy cercanos (Figura III.13); sin embargo, hay que destacar que, en general, todos los elementos traza incompatibles alcanzan valores mayores en los fenocrístales y están claramente enriquecidos en el caso del Ba (537-826 ppm), Sr (872-1152 ppm), Zr (72-200 ppm), Nb (40-126 ppm) y LREE (73-215 ppm).

III.2.3.4. Flogopita

Las micas están presentes únicamente en los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas y en las

Tabla III.7. Composición de elementos mayores de las micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Clinopiroxenitas hidratadas										Hornblenditas			
	103657B-4	103656-36	103656-66	105788-34	105788-32	105788-35	103657B-42	105788-40	104389-97	105783-9	104385-180	104529-135	104529-136	
Muestra	103657B-4	103656-36	103656-66	105788-34	105788-32	105788-35	103657B-42	105788-40	104389-97	105783-9	104385-180	104529-135	104529-136	
SiO ₂	36.93	37.48	36.42	37.56	37.71	38.19	38.17	37.47	34.17	35.29	37.39	36.40	36.48	
TiO ₂	4.92	2.46	2.47	4.63	3.32	5.14	4.74	3.40	4.74	8.71	5.96	5.39	5.66	
Al ₂ O ₃	15.81	15.75	15.84	15.67	16.43	16.03	15.60	16.76	16.40	15.63	15.63	16.74	16.80	
Cr ₂ O ₃	0.76	1.11	0.99	0.45	0.63	0.52	0.45	0.69	0.00	0.01	0.06	0.04	0.16	
FeO	7.41	7.26	7.44	6.95	6.64	6.19	6.29	5.98	14.62	11.33	9.98	9.13	8.33	
MnO	0.03	0.04	0.06	0.02	0.00	0.05	0.06	0.07	0.08	0.16	0.00	0.07	0.01	
MgO	18.69	20.03	20.02	18.65	19.44	18.89	19.70	19.93	14.14	13.91	16.83	17.23	16.94	
CaO	0.03	0.02	0.11	0.02	0.02	0.00	0.04	0.06	0.04	0.03	0.02	0.06	0.00	
Na ₂ O	0.87	1.22	1.22	0.50	0.61	0.60	0.88	0.64	0.58	0.43	0.92	0.75	0.76	
K ₂ O	9.08	8.84	6.65	9.03	9.12	9.12	9.17	9.15	7.39	9.27	8.78	8.83	9.09	
Total	94.53	94.21	91.22	93.48	93.92	94.73	95.10	94.15	92.16	94.77	95.57	94.64	94.23	
Mg#	0.82	0.83	0.83	0.83	0.84	0.84	0.85	0.86	0.63	0.69	0.75	0.77	0.78	
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)														
Si	5.620	5.720	5.680	5.750	5.740	5.750	5.740	5.680	5.480	5.480	5.680	5.560	5.590	
Ti	0.560	0.280	0.290	0.530	0.380	0.580	0.540	0.390	0.570	1.020	0.680	0.620	0.650	
Al	2.835	2.830	2.909	2.825	2.944	2.841	2.761	2.990	3.098	2.860	2.795	3.011	3.030	
Cr	0.090	0.130	0.120	0.050	0.080	0.060	0.050	0.080	0.000	0.000	0.010	0.000	0.020	
Fe	0.940	0.930	0.970	0.890	0.840	0.780	0.790	0.760	1.960	1.470	1.270	1.170	1.070	
Mn	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.000	0.010	0.000	
Mg	4.240	4.560	4.650	4.260	4.410	4.240	4.410	4.500	3.380	3.220	3.810	3.920	3.870	
Ca	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	
Na	0.260	0.360	0.370	0.150	0.180	0.170	0.260	0.190	0.180	0.130	0.270	0.220	0.230	
K	1.760	1.720	1.320	1.760	1.770	1.750	1.760	1.770	1.510	1.840	1.700	1.720	1.780	
Suma Cat.	16.305	16.540	16.339	16.215	16.344	16.181	16.331	16.380	16.198	16.040	16.215	16.241	16.240	

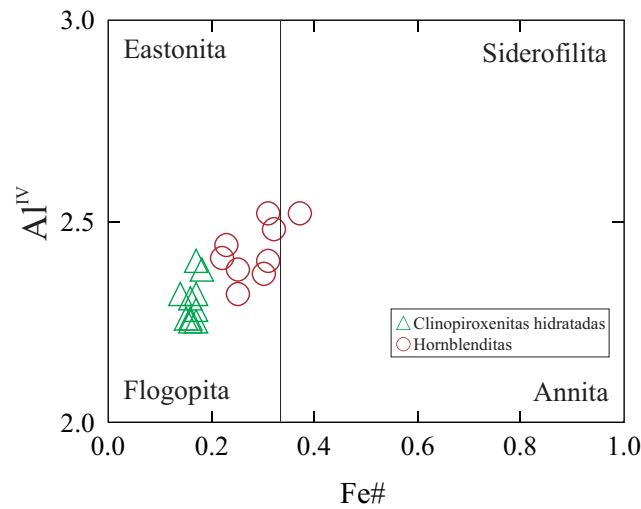


Figura III.15. Clasificación de las micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Salvo una excepción en un enclave hornblendítico, todas las micas serían flogopitas.

hornblenditas. Por su alto contenido de TiO_2 (2.45-8.7%) y por su elevada relación Mg/Fe (Figura III.15) pueden clasificarse como Ti-flogopitas, salvo una biotita en un enclave de los ricos en anfíbol (enclave tipo IV).

En cuanto a elementos mayores (Tabla III.7), las flogopitas de los dos grupos de xenolitos se diferencian por el valor de $\text{Mg}\#$ y los contenidos de Ti, Cr y Si (Figura III.16). Las clinopiroxenitas

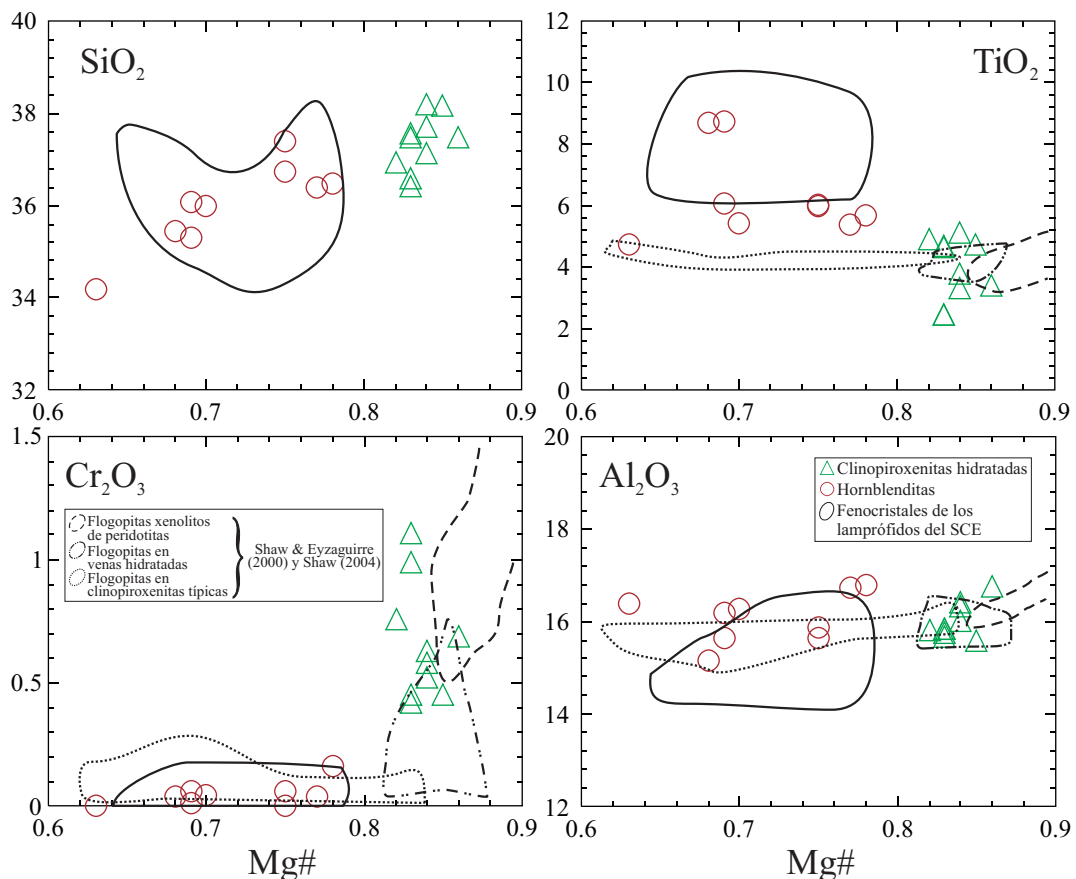


Figura III.16. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de las micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Se ha proyectado, a modo de comparación, el campo composicional de los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos del SCE, así como los rangos de flogopitas de xenolitos peridotíticos, en venas hidratadas dentro del manto y en clinopiroxenitas formadas como acumulados magmáticos (Shaw & Eyzaguirre, 2000; Shaw, 2004).

Tabla III.8. Composición de elementos traza de la flogopita, plagioclasa y calcita de los xenolitos de hornblenditas del SCE

Mineral	Flogopita		Plagioclasa			Calcita
Muestra	103471-1	103471-7	103471-13	103471-14	103471-15	103471-8
Ba	662.4	1136	396	356	218	0.457
Rb	634	763	91.5	13.4	12.6	d.l.d.
Sr	18.88	18.75	1925	1707	1685	632
Th	d.l.d.	0.08	d.l.d.	d.l.d.	0.11	d.l.d.
U	0.22	0.11	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Zr	46.8	25.0	d.l.d.	d.l.d.	0.71	d.l.d.
Nb	73.5	32.4	d.l.d.	d.l.d.	0.29	d.l.d.
Y	d.l.d.	0.24	d.l.d.	0.25	0.29	2.02
V	359	375	d.l.d.	d.l.d.	0.62	d.l.d.
Ni	327	369	36.6	164	164	16.0
Cr	265	364	15.2	47.2	54.5	9.2
Ta	4.34	2.68	0.13	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Hf	0.98	0.58	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
La	0.09	d.l.d.	6.81	4.07	2.76	1.80
Ce	d.l.d.	d.l.d.	10.78	6.27	4.47	2.12
Pr	0.06	d.l.d.	0.94	0.59	0.44	0.20
Nd	0.45	0.39	2.45	1.70	2.43	0.46
Sm	d.l.d.	0.89	0.58	d.l.d.	1.08	0.00
Eu	0.15	0.10	1.46	1.23	0.65	0.19
Gd	d.l.d.	0.39	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.00
Tb	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.00
Dy	0.25	0.18	d.l.d.	d.l.d.	0.72	0.30
Ho	0.05	d.l.d.	d.l.d.	0.09	d.l.d.	0.04
Er	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.14
Tm	0.05	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.00
Yb	d.l.d.	0.21	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.00
Lu	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.08	0.03

d.l.d.: por debajo del límite de detección

hidratadas se caracterizan por tener flogopitas con mayores valores de Mg# (0.82-0.86), Cr₂O₃ (0.42-1.11%) y SiO₂ (36.4-38.2%) y menores de TiO₂ (2.45-5.14%), en comparación con los valores de las flogopitas de las hornblenditas: Mg# = 0.63-0.78; Cr₂O₃ < 0.16%; SiO₂ = 34.1-37.4% y TiO₂ = 4.74-8.7% (Figura III.16). La composición de la flogopita de los xenolitos de clinopiroxenitas hidratadas se asemejan a la de flogopitas de venas hidratadas presentes en xenolitos del manto, aunque en algunos casos posean mayores contenidos en Cr, mientras que las flogopitas de los enclaves ricos en anfíbol poseen un mayor parecido con las de xenolitos típicos de clinopiroxenitas, con la excepción del Ti, en el que están muy enriquecidas (Figura III.16; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Shaw, 2004). Ambos grupos parecen desligarse de las flogopitas diseminadas en peridotitas, principalmente por los contenidos en Ti, Cr y los valores de Mg#. Por otro lado, las flogopitas de las hornblenditas poseen una composición muy parecida al amplio rango que definen las micas de los diques de lamprófidos (fenocristales y matriz), diferenciándose estas últimas de las flogopitas de los xenolitos de clinopiroxenitas hidratadas por su menor contenido de Cr y su menor valor de Mg# (Figura III.16).

Debido al pequeño tamaño de los xenolitos de clinopiroxenitas hidratadas y a la escasez general de flogopita en ellos, no ha sido posible determinar su composición en elementos traza, reduciéndose estos datos a la flogopita de las hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV) (Tabla III.8). Su composición se caracteriza por contenidos altos de Rb (634-764 ppm), Nb (32-74 ppm) y Zr (24-47 ppm) y bajos de Sr (18-19 ppm) y Ba (660-1140 ppm) (Figura III.17), en comparación con los valores medios de flogopitas presentes en el manto en forma de venas o dispersas (Ionov et al., 1997), o con los de los fenocristales de los lamprófidos del SCE (Figura III.17).

En el espectro de elementos incompatibles normalizado al manto primitivo destacan las anomalías

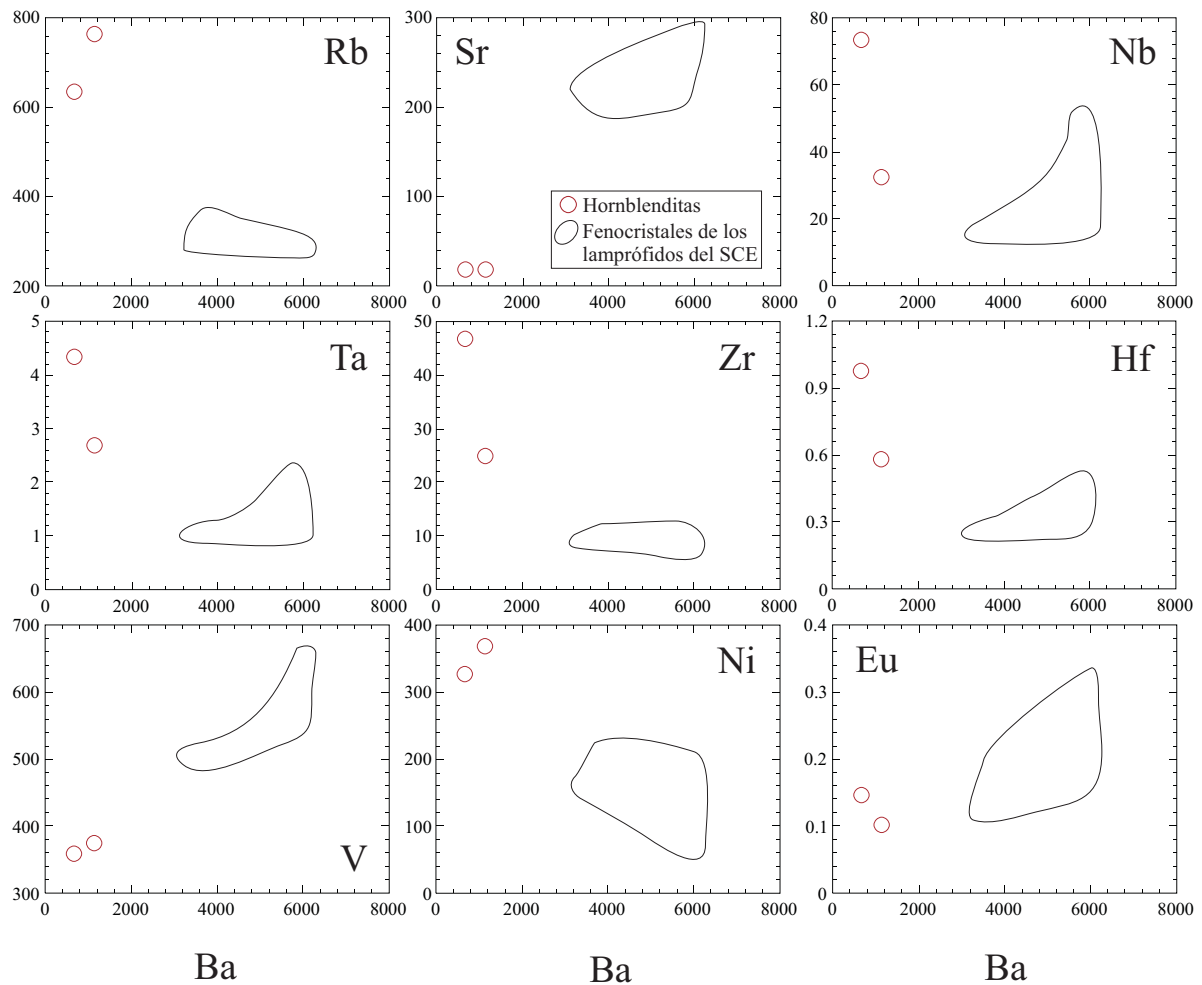


Figura III.17. Composición de elementos traza (ppm) de las micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Se ha destacado, también, el campo correspondiente a los fenocristales de flogopita de los lamprófidos del SCE.

positivas de Rb, Nb-Ta y Zr-Hf y negativa en Th-U y LREE (Figura III.18). Aquí se han proyectado también los contenidos en trazas de análisis representativos de flogopitas de xenolitos ultramáficos presentes en forma de venas o diseminadas en el enclave (Ionov et al., 1997). El patrón general es similar al de las flogopitas de los enclaves de hornblenditas, exceptuando el pico positivo en Ba y el elevado contenido en

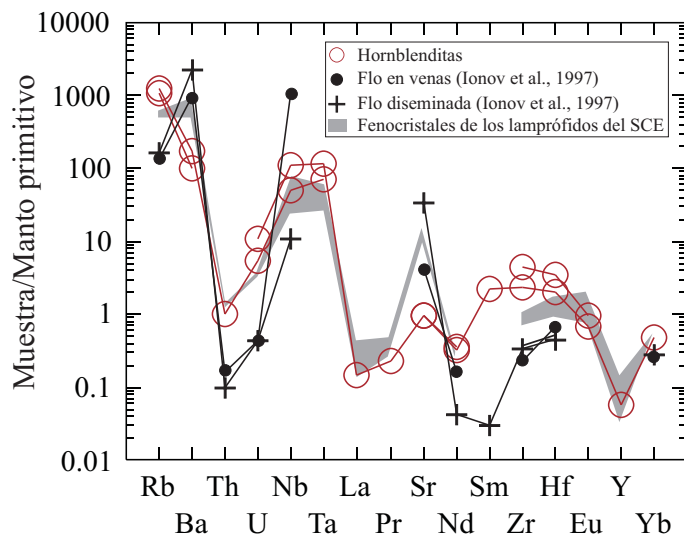


Figura III.18. Composición de elementos traza normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de las micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición de los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos del SCE, así como la de flogopitas en forma de venas o diseminadas dentro de rocas típicas de manto (Ionov et al., 1997).

Tabla III.9. Composición de elementos mayores de las plagioclasas de los enclaves hornblendíticos del SCE

Tipo	Hornblenditas							
Muestra	103471-83	103471-99	103471-100	103488-46	103489-46	103489-49	104382-205	104382-206
SiO ₂	58.63	57.33	58.30	58.95	55.44	55.80	56.86	56.08
TiO ₂	0.01	0.07	0.03	0.02	0.11	0.03	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	24.98	26.17	25.00	24.55	27.15	27.46	26.39	26.63
FeO	0.19	0.09	0.05	0.11	0.10	0.10	0.18	0.28
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.09	0.00
CaO	7.45	8.44	7.14	6.38	9.36	9.87	8.79	9.27
Na ₂ O	6.98	6.14	6.75	7.54	6.21	5.80	6.14	6.07
K ₂ O	1.28	0.97	1.31	1.42	0.45	0.44	1.10	1.05
Total	99.53	99.22	98.58	99.01	98.89	99.53	99.62	99.43
Cationes calculados en base a 32 O								
Si	10.589	10.373	10.604	10.670	10.088	10.081	10.276	10.185
Ti	0.002	0.010	0.004	0.003	0.015	0.004	0.007	0.005
Al	5.313	5.576	5.355	5.233	5.818	5.843	5.617	5.696
Fe	0.029	0.014	0.008	0.017	0.015	0.014	0.027	0.043
Mn	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.003	0.002
Mg	0.001	0.000	0.000	0.000	0.011	0.009	0.024	0.000
Ca	1.442	1.636	1.391	1.237	1.825	1.911	1.702	1.804
Na	2.444	2.154	2.381	2.646	2.191	2.032	2.152	2.138
K	0.295	0.224	0.304	0.328	0.105	0.101	0.254	0.243
Suma Cat.	20.115	19.987	20.047	20.139	20.072	19.995	20.062	20.116
Términos finales								
Ab	58.5	53.7	58.4	62.8	53.2	50.2	52.4	51.1
An	34.5	40.8	34.1	29.4	44.3	47.3	41.4	43.1
Or	7.1	5.6	7.5	7.8	2.5	2.5	6.2	5.8

Nb, Sm y Zr-Hf.

Pese a que la composición en elementos traza de estas flogopitas es más rica en Rb, Ta, Zr, Hf y Ni, y más pobre en Ba, Sr y V, principalmente, en comparación con la que define el campo de los fenocristales de los lamprófidos del SCE, hay que destacar que el espectro normalizado al manto primitivo de elementos incompatibles es muy parecido, diferenciándose principalmente en el pico de Ba de los fenocristales y por el considerable enriquecimiento de éstos en Sr (Figura III.18). De cualquier forma, son mayores las similitudes con las flogopitas de los lamprófidos que con las de xenolitos mantélicos.

III.2.3.5. Plagioclasa

La plagioclasa sólo aparece en los enclaves de hornblenditas o piroxenitas ricas en anfíbol. Se clasifican, en función del diagrama Or-Ab-An, como andesinas con valores de la molécula de anortita en el rango An₂₉₋₄₈ y la de ortosa por debajo de Or₈ (Tabla III.9; Figura III.19). Dentro de este campo relativamente homogéneo, describen una ligera tendencia al aumento en los términos sódico y potásico a expensas del término cálcico.

Los contenidos en elementos traza (Tabla III.8), representados en los diagramas normalizados al condrito y al manto primitivo, se caracterizan por valores altos de Rb (12-92 ppm), Sr (1685-1925 ppm) y LREE (La = 2.7-6.9 ppm; Ce = 4.4-10.8 ppm) (Figura III.20). Tanto los espectros de REE, como los del resto de elementos incompatibles son parecidos a los que se han determinado para plagioclasas pertenecientes a

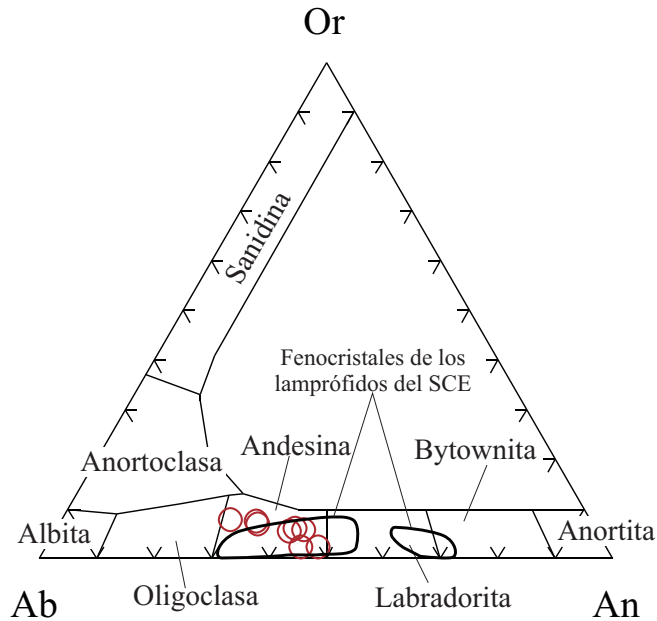


Figura III.19. Clasificación de las plagioclasas presentes en los enclaves máficos de hornblenditas en función de su composición en las moléculas de ortosa, albita y anortita. Se han proyectado los dos campos composicionales correspondientes a los fenocristales de plagioclasa de los diques de diabasas alcalinas del SCE, observándose que las plagioclasas de los enclaves caen sobre el área de los fenocristales más ricos en Ab, fundamentalmente de tipo andesina, sin llegar a términos de tipo labradorita en ningún caso.

rocas básicas, bien sean megacrístales incluidos en diques gabroideos (Halama et al., 2002) o acumulados en una cámara magmática (Jang & Naslund, 2001). Las únicas diferencias significativas se dan en Zr, dadas las elevadas concentraciones en este elemento de las plagioclasas descritas por Jang & Naslund (por encima de 35 ppm en la mayoría de los casos).

Tanto a nivel de elementos mayores como de trazas, las plagioclasas de estos enclaves muestran una clara similitud con parte de los fenocristales presentes en las diabasas del SCE, concretamente con el grupo

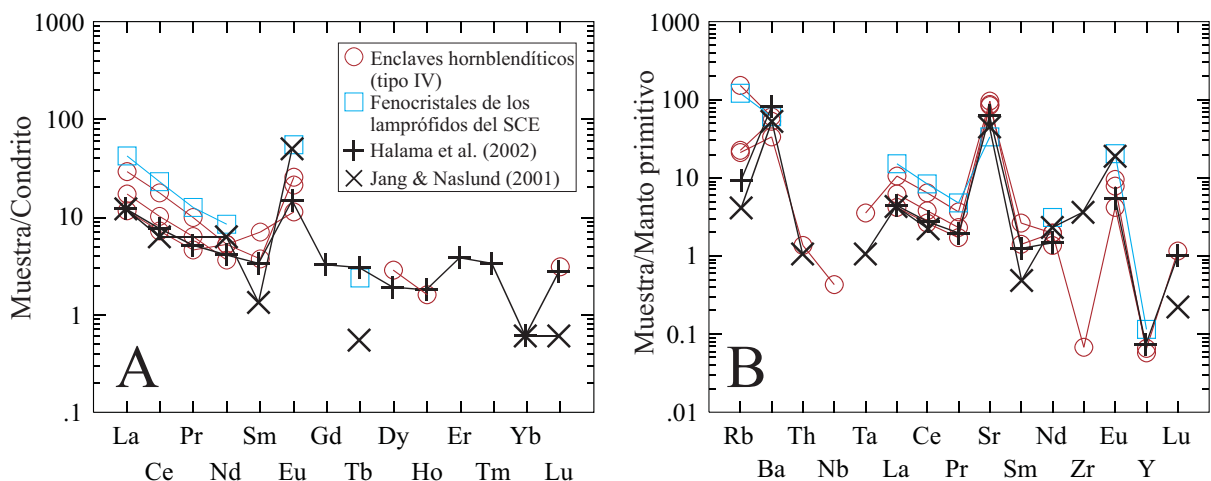


Figura III.20. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de las plagioclasas de los enclaves de hornblenditas. Se ha proyectado también el análisis de un fenocristal de plagioclasa de un dique de diabasa alcalina del SCE. Los datos de Halama et al. (2002) representan megacrístales en diques gabroideos, mientras que los de Jang & Naslund (2001) son plagioclasas acumuladas en una cámara magmática. En todos los casos, no obstante, se aprecia una considerable similitud respecto al patrón definido por las plagioclasas de los enclaves hornblendíticos.

Tabla III.10. Composición de elementos mayores de las espinelas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Enclaves alterados					Piroxenitas con espinela					Hornblenditas				
	104394-11	104394-5	104546B-22	105787-43	105787-40	101892-8	104553A-14	102131-41	104395-152	104543B-71	103489-48	103471-53	104392-108		
Muestra	104394-11	104394-5	104546B-22	105787-43	105787-40	101892-8	104553A-14	102131-41	104395-152	104543B-71	103489-48	103471-53	104392-108		
SiO ₂	0.04	0.03	0.06	0.07	0.08	0.08	0.05	0.06	0.06	0.11	0.06	0.07	0.02		
TiO ₂	0.22	0.13	0.16	0.12	0.08	0.39	0.23	0.07	0.26	6.57	0.44	0.86	0.28		
Al ₂ O ₃	52.99	55.91	63.47	53.09	53.20	60.18	63.17	64.30	64.39	28.04	56.35	57.35	60.31		
NiO	0.37	0.13	0.44	0.30	0.36	0.01	0.05	0.00	0.06	0.04	0.12	0.04	0.12		
Cr ₂ O ₃	12.81	11.33	4.79	13.01	13.09	0.00	0.50	0.05	0.56	13.70	0.49	0.23	0.20		
FeO	10.50	9.38	10.00	9.38	8.88	16.44	15.54	14.25	12.50	31.99	25.52	21.33	18.25		
Fe ₂ O ₃	1.79	1.72	0.33	4.19	3.54	6.52	1.52	2.40	2.42	14.12	5.68	5.30	4.65		
MnO	0.10	0.08	0.08	0.07	0.05	0.11	0.11	0.06	0.10	0.34	0.07	0.09	0.18		
MgO	18.95	20.51	21.33	20.61	20.56	17.01	17.16	18.38	19.68	6.87	10.09	13.14	15.38		
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00		
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01		
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00		
Total	97.77	99.22	100.66	100.84	99.87	100.75	98.35	99.61	100.04	101.83	98.85	98.42	99.40		
Mg#	0.74	0.77	0.79	0.74	0.75	0.58	0.64	0.67	0.71	0.22	0.37	0.48	0.55		
Cationes calculados en base a 32 O															
Si	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.020	0.010	0.010	0.010	0.030	0.010	0.020	0.000		
Ti	0.040	0.020	0.020	0.020	0.010	0.060	0.040	0.010	0.040	1.280	0.070	0.140	0.050		
Al	13.490	13.820	15.030	13.190	13.280	14.990	15.600	15.610	15.480	8.520	14.970	14.940	15.220		
Ni	0.060	0.020	0.070	0.050	0.060	0.000	0.010	0.000	0.010	0.010	0.020	0.010	0.020		
Cr	2.190	1.880	0.760	2.170	2.190	0.000	0.080	0.010	0.090	2.790	0.090	0.040	0.030		
Fe ²⁺	1.890	1.640	1.680	1.640	1.560	2.860	2.720	2.440	2.120	6.620	4.740	3.890	3.230		
Fe ³⁺	0.290	0.270	0.050	0.660	0.560	1.020	0.240	0.370	0.370	2.630	0.950	0.870	0.740		
Mn	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.020	0.010	0.020	0.070	0.010	0.020	0.030		
Mg	6.110	6.420	6.390	6.480	6.500	5.360	5.360	5.650	5.990	2.640	3.390	4.330	4.910		
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000		
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000		
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
SumaCat	24.100	24.090	24.020	24.230	24.190	24.330	24.080	24.120	24.130	24.610	24.270	24.260	24.230		

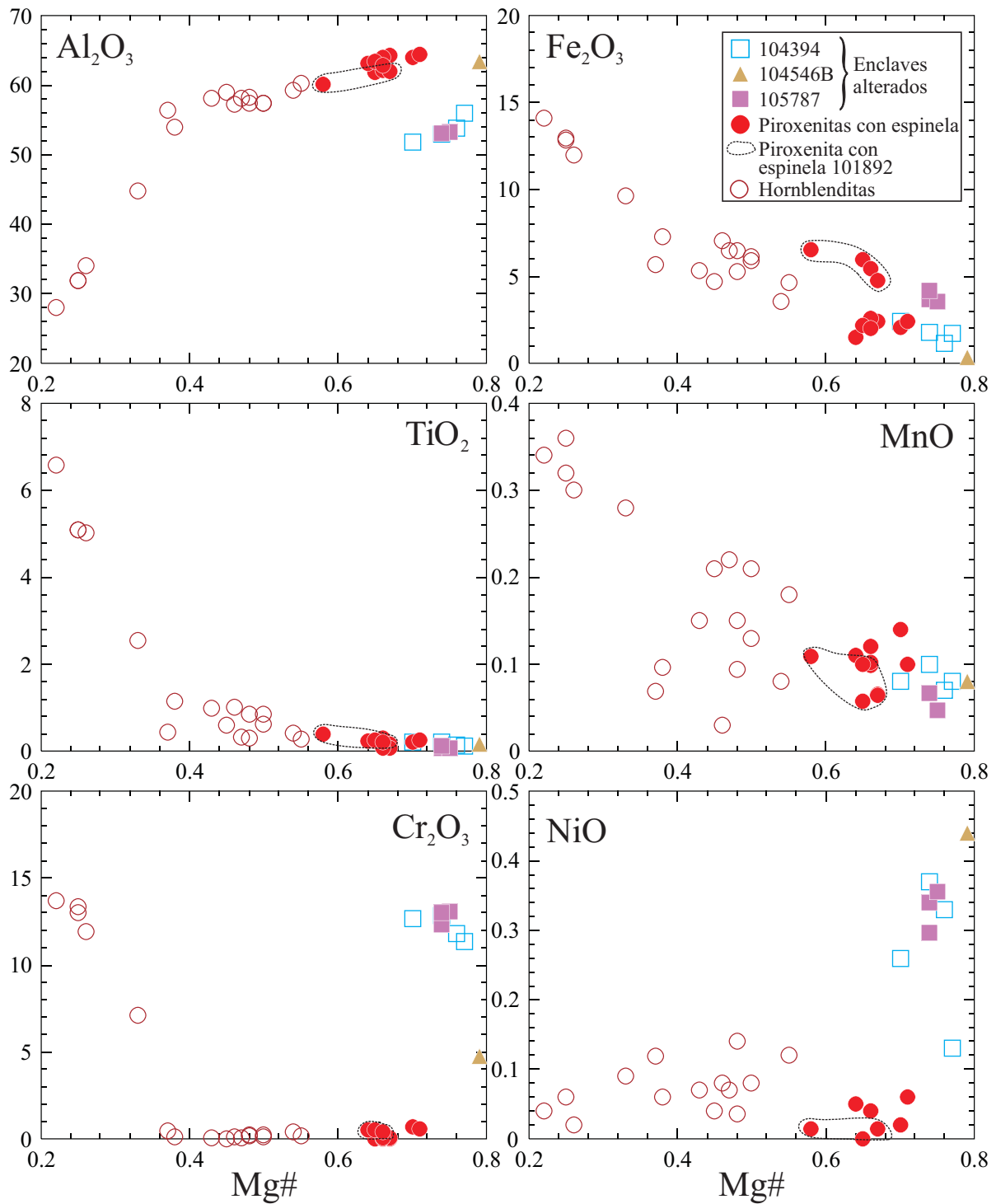


Figura III.21. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de las espinelas presentes en los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Se ha diferenciado el área correspondiente con la espinela de la clinopiroxenita foliada con espinela 101892 (tipo II), cuya composición es transicional entre el grupo de las piroxenitas con espinela y el de las hornblenditas. No se ha señalado el campo de los fenocristales de espinela de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE debido a que pertenecen al grupo de la ulvoespinela-Ti-magnetita (no son espinelas aluminicas como las de los xenolitos), por lo cual no parecen estar relacionadas las unas con las otras. El elevado contenido en Cr de algunas espinelas pobres en Fe del grupo de las hornblenditas corresponden todas con el enclave 104543B.

más sódico que se puede clasificar como andesina-labradorita. El fenocristal de plagioclasa con datos de elementos traza pertenece a éste grupo y puede apreciarse que los espectros de elementos incompatibles normalizados al condrito y al manto primitivo son muy similares a los de las plagioclasas de los enclaves, si bien en la mayoría de los casos denotan un ligero enriquecimiento de la plagioclasa del dique respecto a

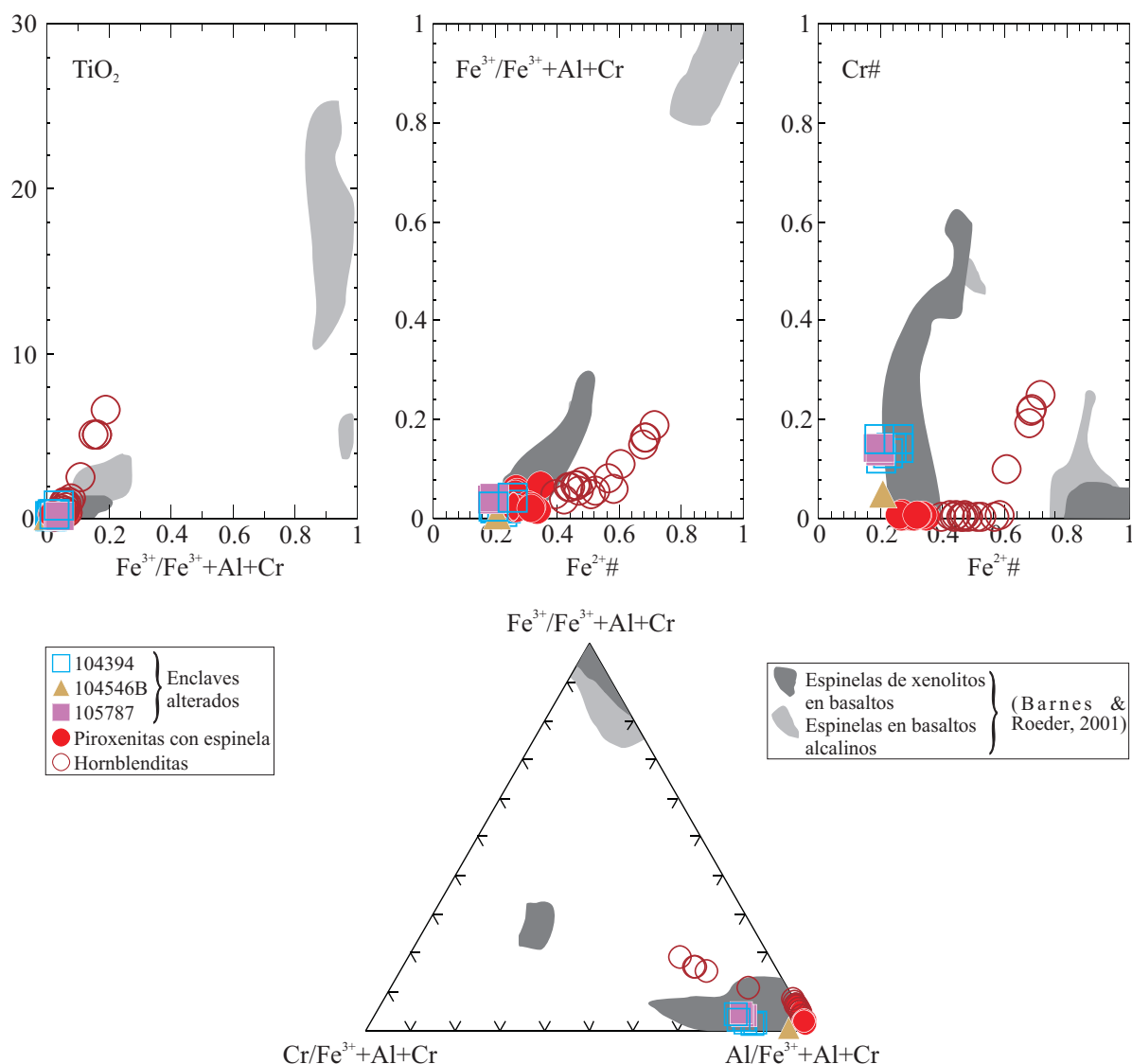


Figura III.22. Comparación de la composición en elementos mayores (expresada en a.p.f.u.) de las espinelas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE respecto a las que con mayor frecuencia este mineral posee dentro de basaltos alcalinos o de los xenolitos incluidos en estas últimas rocas (Barnes & Roeder, 2001).

la del enclave máfico-ultramáfico.

III.2.3.6. Espinela

Puede dividirse por su aspecto al microscopio y química mineral en tres tipos: espinela marrón, asociada únicamente a los enclaves alterados; espinela verde, asociada exclusivamente a los xenolitos de piroxenitas con espinela y la espinela negra, que predomina en los xenolitos de tipo IV (hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol), pero que también se puede ver en la piroxenita con espinela 101892 (tipo II).

Las espinelas marrones son Cr-espinelas a medio camino entre los términos extremos de la espinela s.s. (MgAl_2O_4), Mg-cromita (MgCr_2O_4) y cromita ($\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_2\text{O}_4$). Se diferencian claramente del resto de espinelas por los elevados contenidos en Cr_2O_3 (4.7-14.3%), NiO (0.13-0.44%) y alto valor de Mg# (0.7-0.79) (Tabla III.10; Figura III.21). El contenido en Al_2O_3 es, en general, inferior al del resto de espinelas (49.7-55.9%). La espinela del enclave 104546B se diferencia ligeramente de la del enclave 105787 por su menor contenido en Cr y por valores mayores de Al_2O_3 .

La espinela verde, típica de xenolitos de piroxenitas formadas por acumulación (p.e., Frey & Prinz, 1978), forma parte de la serie del pleonasto, entre los términos extremos de la espinela s.s. y la hercinita ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$). Es la que posee mayores valores de Al_2O_3 (60-64.4%), destacando también sus bajos contenidos en Cr_2O_3 (< 0.75%) y NiO (< 0.06%) y los valores medio-altos de Mg\# (0.64-0.71) (Tabla III.10 y Figura III.21).

La espinela negra de los enclaves hornblendíticos es la más rica en Fe, con valores de Mg\# en el rango 0.22-0.67 y una composición heterogénea que apunta a un enriquecimiento en TiO_2 (0.16-6.6%), Fe_2O_3 (3.5-14.2%), FeO (17.4-46.2%) y MnO (0.03-0.36%) y un empobrecimiento en Al_2O_3 (62.1-28%) hacia los términos más evolucionados (Figura III.21). Destacan los análisis del enclave hornblendítico 104543B, por sus bajos valores de Mg\# (0.22-0.33) y Al_2O_3 (28-44.8%) pero muy altos en Cr_2O_3 (7.1-13.7%) y TiO_2 (2.5-6.6%) y los de la clinopiroxena foliada con espinela (101892), que posee los mayores valores de Mg\# (0.58-0.67), que entroncan con los de las espinelas verdes (Figura III.21).

De forma general, su composición es similar a la de las espinelas que se encuentran en los xenolitos ultramáficos que transportan los basaltos (Figura III.22). En este diagrama los campos sombreados

Tabla III.11. Composición de elementos mayores de los apatitos de los xenolitos de hornblenditas del SCE

Muestra	103471-47	103471-84	103489-31	103489-43
SiO_2	0.13	0.17	0.13	0.18
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.00
Al_2O_3	0.00	0.00	0.01	0.01
FeO	0.43	0.52	0.43	0.42
MnO	0.06	0.09	0.16	0.12
MgO	0.45	0.55	0.26	0.25
SrO	0.10	0.07	0.29	0.19
CaO	52.01	52.44	53.04	53.36
Na_2O	0.23	0.23	0.23	0.25
K_2O	0.00	0.01	0.02	0.01
P_2O_5	42.78	42.31	42.99	43.29
F	1.10	1.25	1.63	1.54
Cl	1.09	0.63	0.33	0.35
Total	98.38	98.28	99.52	99.97
Cationes calculados en base a 26 (O, OH, F, Cl)				
Si	0.023	0.029	0.022	0.031
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.063	0.075	0.062	0.060
Mn	0.009	0.013	0.023	0.017
Mg	0.117	0.141	0.066	0.064
Sr	0.010	0.007	0.029	0.019
Ca	9.726	9.686	9.737	9.753
Na	0.078	0.077	0.076	0.083
K	0.000	0.002	0.004	0.002
P	6.321	6.175	6.236	6.253
F	0.607	0.681	0.883	0.831
Cl	0.323	0.184	0.096	0.101
Suma Cat.	17.277	17.070	17.234	17.214

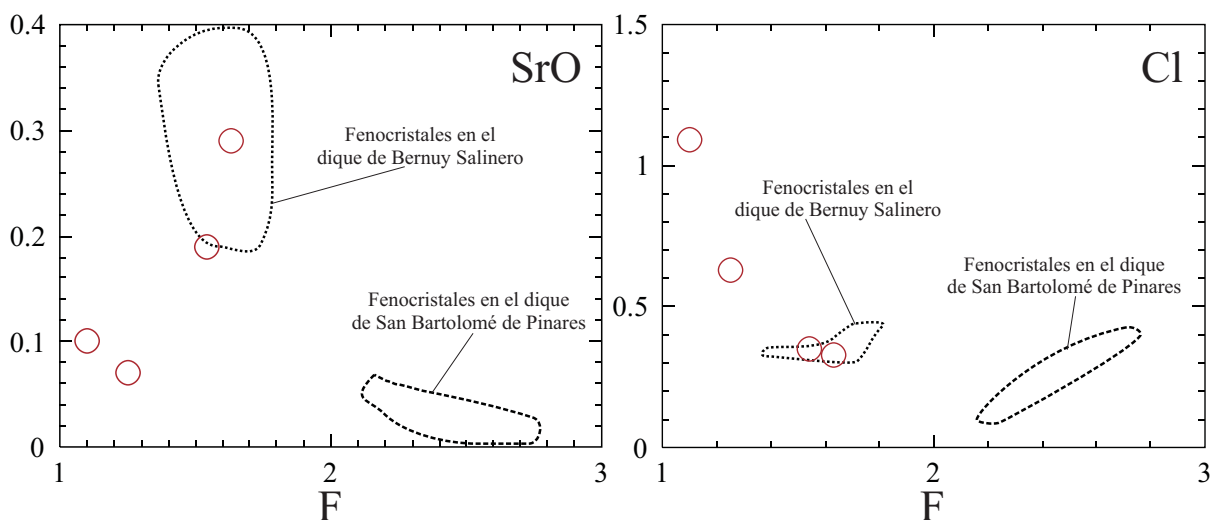


Figura III.23. Composición en elementos mayores (porcentaje en peso) de los apatitos presentes en los enclaves de hornblenditas del SCE, en comparación con la de los fenocristales de apatito de los diques de Bernuy Salinero y San Bartolomé de Pinares.

corresponden con las composiciones más frecuentes extraídas de la compilación de datos de Barnes & Roeder (2001). Las espinelas de los enclaves hornblendíticos (tipo IV) se escapa un poco del campo establecido para xenolitos en basaltos, principalmente las que pertenecen al enclave 104543B, debido a su elevado contenido en Fe y Ti.

III.2.3.7. Apatito

Sólo aparece en las hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV). Su química de elementos mayores se caracteriza por contenidos altos de F (1.1-1.7%), estando el Cl en el rango 0.3-1.1% y el SrO entre 0.07-0.3% (Tabla III.11). Parece existir una tendencia al aumento del Sr y a la disminución del Cl a medida que descende el contenido en F (Figura III.23). La composición de los apatitos de estos enclaves más ricos en F es similar a la de los fenocristales de apatito del dique de Bernuy Salinero, que es

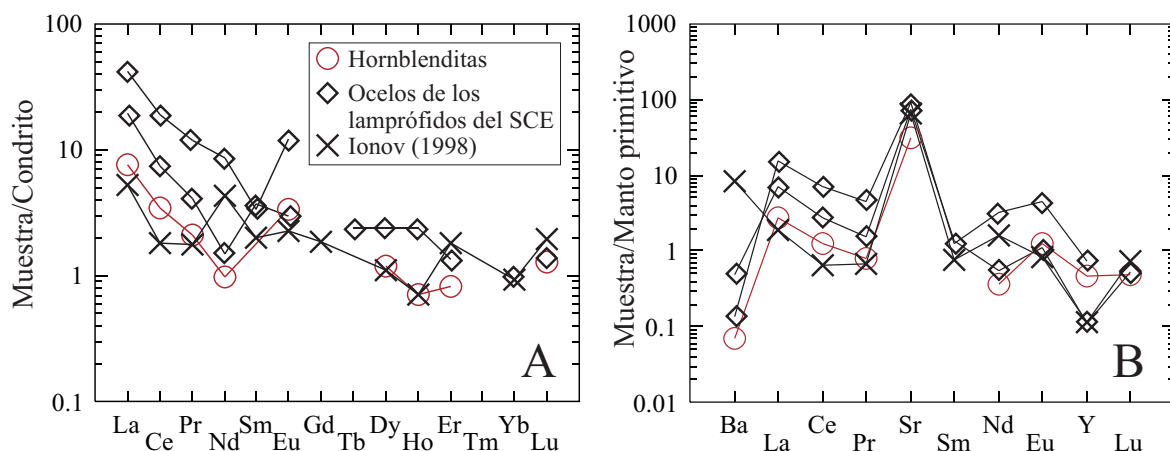


Figura III.24. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los carbonatos de los enclaves de hornblenditas. Se compara con la composición de la calcita presente en los ocelos carbonáticos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y con calcitas de carbonatitas (Ionov, 1998).

el que alberga los enclaves de tipo IV en los que se ha observado la presencia de apatito.

La relación F/Cl varía entre 1 y 5, valores muy elevados que, a modo general, son contrarios a las bajas relaciones F/Cl que suelen describirse en apatitos diseminados dentro de enclaves peridotíticos, mientras que se parecen a los que poseen apatitos presentes en el manto en forma de venas (Ionov et al., 1997).

III.2.3.8. Calcita

La calcita aparece en los xenolitos de piroxenitas con espinela y en las hornblenditas. Su composición de elementos mayores se caracteriza por valores muy bajos de Fe y Mg (normalmente por debajo del límite de detección), lo que hace que sus relaciones Ca/(Ca+Mg) sean muy elevadas.

Dada la escasez de calcita en las piroxenitas con espinela, en cuanto a elementos traza sólo se ha podido analizar el carbonato de los enclaves hornblendíticos, que posee contenidos medio-altos en Sr (~630 ppm) y LREE (~4.6 ppm) y bajos en Ba (0.45 ppm) (Tabla III.8). El espectro de REE y elementos incompatibles, normalizado al condrito y al manto primitivo, respectivamente, muestra cierto fraccionamiento a la altura de las LREE, anomalías positivas en Eu y Sr, y negativa en Ba (Figura III.24). Este patrón es muy parecido al de algunas calcitas magmáticas formadas en enclaves ultramáficos acumulados, salvo por el bajo contenido en Ba (Ionov, 1998). Así mismo, el espectro de las calcitas presentes en los ocelos feldespáticos es también muy parecido al de la calcita de los enclaves hornblendíticos, pero poseen contenidos superiores de LREE, MREE, Ba y Sr (Figura III.24).

III.2.4. QUÍMICA DE ROCA TOTAL

De los 13 análisis que figuran en la tabla III.13, 3 corresponden con estimaciones hechas a partir de datos de química mineral (obtenidos por LA-ICP-MS) y de análisis modales de dichos enclaves. El enclave alterado 104546B y los xenolitos del grupo de clinopiroxenitas hidratadas, debido a su pequeño tamaño, no han podido ser separadas del dique para realizar análisis de roca total. La composición de la muestra 104546B y de dos xenolitos de tipo III (104534A y 104535) se ha recalculado por ser de los menos alterados y por tener análisis de trazas en los clinopiroxenos y en los anfíboles. El enclave alterado 105776, por sus características petrográficas, se asemeja mucho al enclave 104394, del que se extrajeron los datos de química mineral.

III.2.4.1. Elementos mayores

La química de elementos mayores de los enclaves alterados (Tabla III.12) se caracteriza por elevados valores de Mg# (0.8-0.84) y SiO₂ (46.9-49.7%) y bajos de TiO₂ (0.1-0.3%), Al₂O₃ (4-6.9%), MnO (0.03-0.08%), CaO (2.2-4.4%) y Na₂O (0.19-0.47%), que es claramente distinta de la del resto de enclaves (Figura III.25) y que posee una considerable semejanza con la composición media de los ortopiroxenos de los xenolitos piroxenitas con espinela (Figura III.25).

El contenido en elementos mayores de las piroxenitas con espinela es, en general, homogéneo, con valores medio-altos de Mg# (0.76-0.77) y relativamente bajos de TiO₂ (0.59-1.36%) y Na₂O (0.43-0.94%) (Figura III.25). La excepción la constituye el CaO (11.3-19%), que es más bajo para la websterita (102131) por su alto porcentaje modal de ortopiroxeno, y los de SiO₂ (39.7-47.3%) y Al₂O₃ (9-15.4%), que son, respectivamente, más bajos y altos en el enclave 104395 ya que presenta un elevado porcentaje de minerales

Tabla III.12. Composición de elementos mayores y normativa de los enclaves máficos y ultramáficos presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE*

Muestra	Enclaves alterados		Piroxenitas con espinela			Hornblenditas				
	105776	105787	104395	101892	102131	104386	105785	104382	104392	103471
SiO ₂	49.67	48.32	39.75	46.82	47.25	41.19	41.36	42.01	43.9	43.94
TiO ₂	0.2	0.1	0.59	1.36	0.6	1.45	4.18	1.72	2.52	2.66
Al ₂ O ₃	4.09	4.43	15.4	9.44	9.06	9.82	12.84	14.31	11.6	10.39
Fe ₂ O ₃ **	11.02	9.08	9.45	8.21	10.86	11.81	12.79	10.78	8.05	10.27
MnO	0.03	0.07	0.12	0.16	0.17	0.16	0.21	0.15	0.11	0.17
MgO	23.07	23.85	15.1	13.18	18.15	13.89	11.38	11.53	12.26	11.9
CaO	2.21	4	14.82	19	11.39	15.24	12	13.85	18.78	15.87
Na ₂ O	0.19	0.47	0.5	0.94	0.43	1.01	2.4	1.95	1.25	1.73
K ₂ O	0.12	0.13	0.052	0.02	0.09	0.49	1.5	0.61	0.36	0.62
P ₂ O ₅	0.07	0	0	0.05	0.11	0.16	0.09	0.15	0.1	0.15
LOI	9.51	9.75	4.3	0.59	1.72	4.71	1.59	2.8	0.89	2.25
Total	100.18	100.2	100.08	99.77	99.83	99.93	100.34	99.86	99.82	99.95
Mg#	0.81	0.84	0.76	0.76	0.77	0.70	0.64	0.68	0.75	0.70
Q	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	0.8	0.9	0.0	0.1	0.6	0.0	3.7	1.7	0.0	3.4
Ab	1.8	4.4	0.0	0.6	3.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
An	11.1	10.7	41.7	21.8	23.2	22.1	20.3	29.6	25.4	19.4
Ne	0.0	0.0	2.4	4.0	0.0	4.9	11.3	9.3	5.8	8.2
Lc	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	2.4	4.3	1.6	1.7	0.3
Di	0.6	9.1	28.6	58.7	27.4	46.0	32.2	33.0	54.7	48.9
Hy	79.8	66.0	0.0	0.0	26.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ol	0.0	6.7	27.5	10.4	15.4	20.9	17.4	18.9	8.6	12.3
Mt	2.4	2.0	2.0	1.6	2.2	2.5	2.6	2.2	1.6	2.1
Il	0.4	0.2	1.2	2.6	1.2	2.9	8.1	3.4	4.9	5.2
Ap	0.2	0.0	0.0	0.1	0.3	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3
Términos finales de la clasificación normativa de rocas ultramáficas										
Ol	0.0	8.2	49.0	15.0	22.3	31.2	35.1	36.4	13.5	20.0
Hy	99.3	80.7	0.0	0.0	37.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dy	0.7	11.1	51.0	85.0	39.8	68.8	64.9	63.6	86.5	80.0

* La composición normativa se ha calculado considerando que el Fe₂O₃ representa el 15 % del Fe total.

**Todo el hierro está expresado como Fe₂O₃.

de alteración de tipo clorita.

La composición estimada para las clinopiroxenitas hidratadas es muy similar a la de las piroxenitas con espinela, diferenciándose en que alcanzan menores valores de Mg# (0.71-0.78). Tanto este grupo de enclaves, como el de piroxenitas con espinela, poseen una composición de elementos mayores que coincide con el rango composicional definido por los clinopiroxenos de los diques de lamprófidos (fenocristales y matriz), salvo para el Ca (Figura III.25). Esto demuestra, por un lado, el control que este mineral ejerce sobre la composición de estos enclaves debido a su abundancia en ellos, y por otra que la composición de los clinopiroxenos de enclaves y diques muestra ciertas similitudes.

Como era de esperar por su variada mineralogía, la composición de las hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol da lugar a un mayor rango de variación composicional (Tabla III.12). Se caracterizan por presentar los valores más bajos de Mg# (0.64-0.75) y, exceptuando la piroxenita con espinela 104395, también en SiO₂ (41.1-44%). Son, sin embargo, ricos en TiO₂ (1.45-4.2%), Na₂O (1-2.4%) y K₂O (0.36-1.5%) (Figura III.25). Puede apreciarse una tendencia de variación en su composición consistente en una disminución de Si y Ca, y un aumento del Ti, Fe, Mn, Na y K, a medida que desciende el valor de Mg#. La evolución composicional de estos enclaves, en base a elementos mayores, es muy parecida a la de los clinopiroxenos del magma lamprofídico. No obstante, dicha variación parece estar

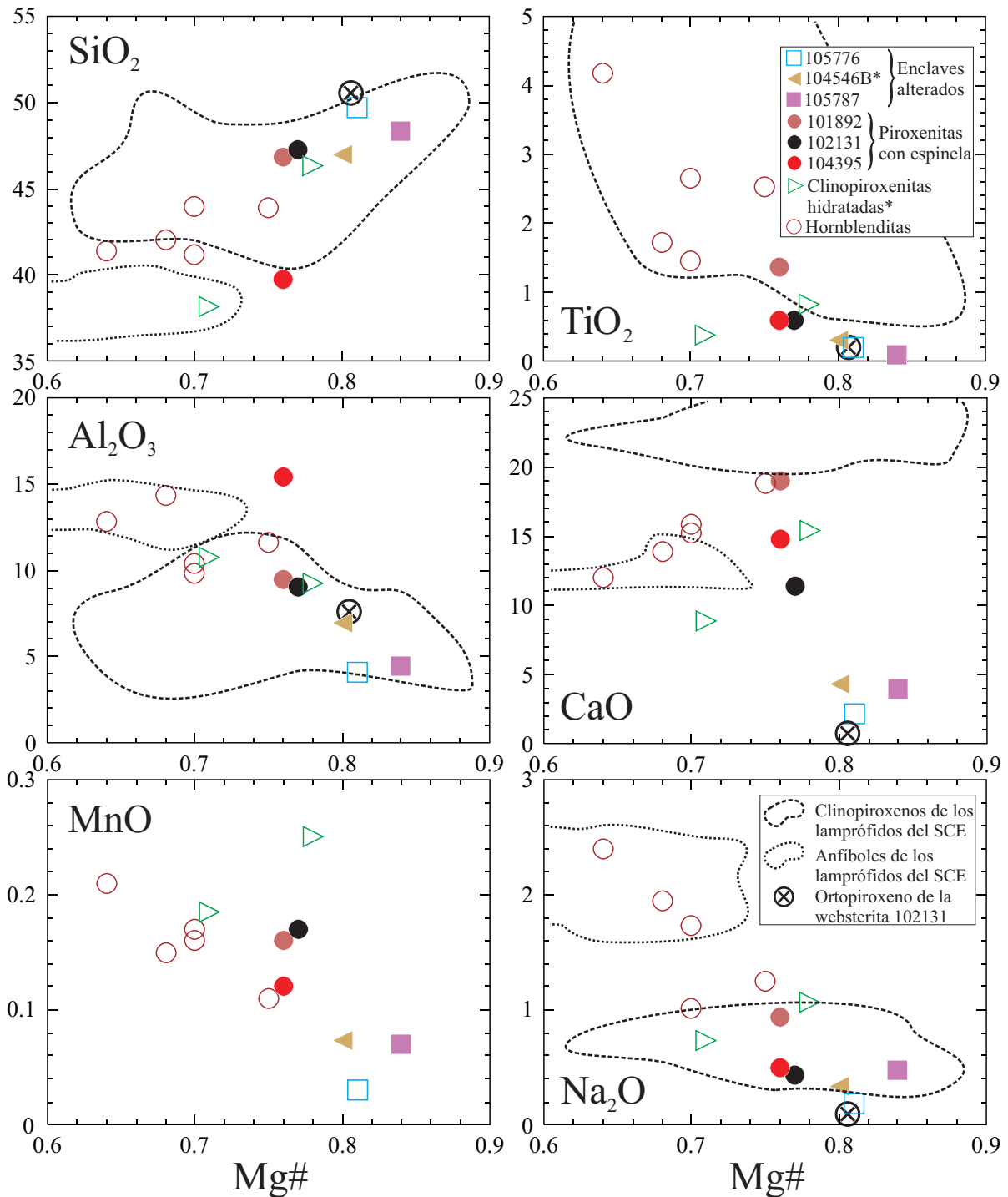


Figura III.25. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Tres de los datos representados (los correspondientes a las clinopiroxenitas hidratadas 104534A y 104535 y al enclave alterado 104546B) son estimaciones realizadas en base a la composición modal observada en lámina delgada y a los análisis de microsonda electrónica de los minerales que componen dichos enclaves.

controlada por la presencia de anfíbol (como es lógico dada la abundancia de esta fase en estos enclaves), lo cual se observa en la convergencia de los enclaves más evolucionados hacia el campo composicional que definen los anfíboles de los lamprófidos (aumento de Ti, Al y Na y disminución de Si y Ca) (Figura III.25), lo que indicaría la similitud composicional entre el fundido lamprófido y el que dio origen a los enclaves hornblendíticos.

Los valores de Mg# de todos los enclaves están por debajo de 0.85, por lo que, siguiendo la clasificación de Frey & Prinz (1978), serían característicos del grupo II de enclaves, denominado Alaugitas por Wilshire & Shervais (1975) o de un grupo transicional entre estos y los enclaves del grupo I o grupo de los Cr-diópsidos de Wilshire & Shervais (1975). La tendencia al aumento de Ti, Al, Fe, Ca, Mn y Na y a la disminución de Si, a medida que desciende el Mg#, puede observarse con frecuencia en muy diferentes grupos de enclaves, desde términos puramente lherzolíticos hasta clinopiroxenitas (Frey & Prinz, 1978), arguyéndose normalmente diferencias en la composición modal (mayor o menor contenido de olivino, ortopiroxeno o clinopiroxeno). En cualquier caso, los contenidos en Al, Ti, Ca y Na de los enclaves alterados suelen estar muy próximos a los de enclaves peridotíticos, aunque el elevado contenido en SiO₂, superior al 46.5%, impide pensar en la presencia de olivino en estos enclaves, al menos como mineral principal. Por otro lado, el resto de grupos alcanzan valores en Al, Ti, Ca y Na típicos de xenolitos ricos en clinopiroxeno (Wilkinson & Stolz, 1997; Downes et al., 2001; Upton et al., 2001; Xu, 2002; Féménias et al., 2003). Los elevados contenidos en Ti de las hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol, coinciden con un enriquecimiento similar en este elemento presente en enclaves piroxeníticos con anfíbol de tipo pargasita o kaersutita de la literatura (Qi et al., 1994; Moine et al., 2000).

III.2.4.2. Elementos traza

Los contenidos en la mayoría de los elementos traza incompatibles son bajos en todos los xenolitos, exceptuando los de hornblenditas (Tabla III.13). Los enclaves alterados son los que menores valores presentan en Zr (3.3-14.6 ppm), Hf (0.13-0.44 ppm), V (69.4-91.1 ppm), Y (3.7-7.2 ppm) y REE (15.3-31.5 ppm), siendo los más ricos en Cr (2948-3441 ppm) y Ni (1273-2117 ppm) (Figura III.26). El enclave alterado 105787 se diferencia de los otros del grupo por su mayor contenido en Ba (~200 ppm).

Los enclaves de piroxenitas con espinela y las clinopiroxenitas hidratadas muestran una composición similar y relativamente homogénea. Se caracterizan por sus bajos contenidos en Cr (13-1226 ppm y 1265-1342 ppm, respectivamente) y Ni (44.9-290 ppm y 251-284 ppm, respectivamente).

Las hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol poseen una composición en elementos traza heterogénea (Tabla III.13). En general se caracterizan por alcanzar contenidos elevados de la mayoría de los elementos traza incompatibles: Ba (80-684 ppm), Rb (8.6-21 ppm), Sr (177-604 ppm), Th (0.47-1.32 ppm), U (0.14-0.36 ppm), Zr (66-152 ppm), Hf (2.02-4.05 ppm), Ta (0.65-4.25 ppm), Nb (7.45-55.66 ppm), Y (20.1-28.1 ppm) y REE (64.4-144.7 ppm) (Figura III.26). Muestran una tendencia de variación composicional que parte de contenidos en elementos traza incompatibles bajos para las muestras de mayor Mg#, enriqueciéndose progresivamente hacia los términos más evolucionados. El rango de valores de Cr y Ni es bajo: 161-1104 ppm y 110-265 ppm, respectivamente. Destaca el enclave hornblendítico 105785, de San Bartolomé de Pinares, por mostrar un enriquecimiento muy marcado en Ba (~683 ppm), Zr (~152 ppm), Nb (~56 ppm), Ta (4.24 ppm) y REE (~145 ppm) y también el enclave 104382 por un contenido en Cs de 49.6 ppm (el resto de muestras de hornblenditas están en el rango 0.75-6.95 ppm).

El espectro de REE normalizado al condrito de los enclaves muestra un fraccionamiento desde La hasta Lu para los enclaves alterados y abundancias variables de entre 8 y 20 veces los valores del condrito (Figura III.27A-B). El análisis estimado del enclave 104546B está ligeramente empobrecido en La respecto a Ce, mientras que, por el contrario, el enclave 105776 es el más rico en REE de los tres enclaves alterados, y muestra un marcado fraccionamiento de las REE ($La/Yb_N = 7.22$). Las piroxenitas con espinela y las clinopiroxenitas hidratadas muestran un espectro muy parecido, convexo, con el pico a la altura del Nd en los primeros y del Ce-Pr en los otros. Este patrón es muy parecido en forma y valor respecto al condrito a

Tabla III.13. Composición de elementos mayores y trazas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Tipo	Enclaves alterados			Piroxenitas con espinela			Clinopiroxenitas hidratadas			Hornblenditas			
	104546B*	105776	105787	101892	104395	102131	104534A*	104535*	105785	104382	104386	103471	104392
Ba	5.50	30.1	203	25.1	25.9	99.4	15.7	7.81	684	104	192	166	80.0
Rb	0.32	6.61	4.07	2.44	7.56	10.5	0.97	0.50	16.4	21.0	11.8	10.4	8.62
Cs	d.l.d.	8.96	4.15	1.98	6.52	4.54	d.l.d.	d.l.d.	0.75	49.6	1.83	1.34	6.92
Sr	25.3	58.8	58.5	82.2	60.7	47.2	103	60.7	604	248	177	373	182
Pb	d.l.d.	1.93	d.l.d.	0.90	2.59	1.57	d.l.d.	d.l.d.	2.70	1.92	4.25	2.18	0.90
Th	0.05	0.18	0.02	0.18	0.27	0.19	0.13	0.11	1.32	0.72	0.72	0.99	0.47
U	0.01	0.12	0.02	0.08	0.07	d.l.d.	0.04	0.03	0.35	0.19	0.23	0.33	0.14
Zr	9.45	14.5	3.30	52.7	27.6	26.2	45.3	29.1	151.8	79.0	66.9	83.6	73.4
Nb	1.88	2.07	0.23	1.61	0.65	0.84	2.96	1.50	55.7	12.0	15.9	19.3	7.45
Y	4.54	7.21	3.74	20.8	16.0	15.5	14.6	10.0	28.1	23.8	20.1	21.9	20.6
V	69.4	89.4	91.1	401	356	398	559	277	367	314	271	342	392
Ni	1273	1910	2117	44.9	290	65.1	283	251	168	209	265	206	110
Cr	3441	2948	3043	13.2	1226	248	1265	1342	860	308	1033	1104	161
Ta	0.07	0.15	0.02	0.21	0.06	0.08	0.18	0.08	4.24	0.96	1.11	1.34	0.65
Hf	0.31	0.44	0.14	2.07	1.18	1.13	1.31	1.02	4.05	2.60	2.02	2.14	2.77
La	1.47	7.09	2.45	3.82	3.21	2.61	5.65	3.74	21.47	9.73	9.64	9.25	6.98
Ce	5.10	10.22	5.91	12.80	10.60	7.84	17.46	11.61	50.54	24.60	22.10	24.40	18.20
Pr	0.83	1.39	0.74	2.20	1.95	1.47	2.57	1.73	7.61	3.75	3.17	3.53	2.93
Nd	4.34	5.94	2.93	11.60	10.80	8.76	12.47	8.55	34.56	18.70	15.30	17.10	15.20
Sm	1.16	1.40	0.65	3.62	3.37	2.72	3.17	2.30	7.92	5.02	3.94	4.86	4.60
Eu	0.38	0.50	0.23	1.37	0.98	0.74	1.17	0.81	2.70	1.76	1.42	1.78	1.69
Gd	1.09	1.41	0.66	4.60	3.42	2.89	2.90	2.15	7.00	5.09	4.17	5.12	4.96
Tb	0.16	0.24	0.11	0.62	0.53	0.39	0.48	0.36	1.03	0.79	0.68	0.74	0.77
Dy	0.96	1.37	0.67	3.91	3.03	2.41	3.00	2.11	5.58	4.63	3.97	4.25	4.35
Ho	0.19	0.26	0.14	0.86	0.58	0.57	0.60	0.41	0.99	0.85	0.75	0.79	0.79
Er	0.47	0.73	0.38	2.05	1.60	1.60	1.55	1.15	2.53	2.32	1.95	2.01	1.99
Tm	0.06	0.11	0.06	0.29	0.22	0.24	0.22	0.16	0.34	0.32	0.28	0.28	0.26
Yb	0.43	0.70	0.35	1.88	1.37	1.59	1.54	1.10	2.05	2.02	1.71	1.70	1.55
Lu	0.06	0.11	0.06	0.26	0.20	0.25	0.22	0.15	0.31	0.28	0.26	0.26	0.21

*Muestras cuyos análisis han sido estimados en función de su composición modal y la química mineral.

d.l.d.: por debajo del límite de detección

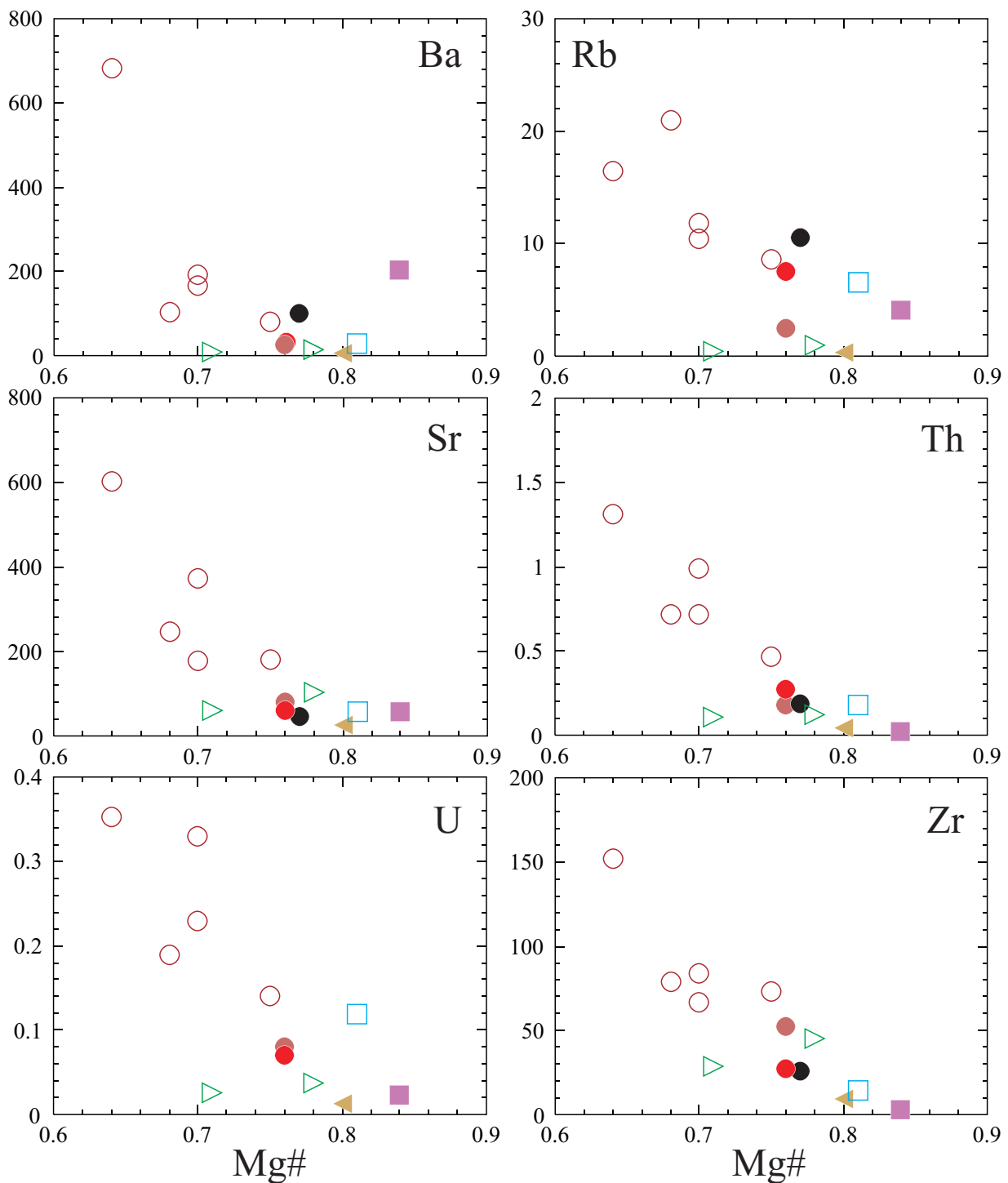


Figura III.26. Composición en elementos traza (ppm) de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Al igual que se comentó en el pie de la figura IV.25, la composición de las clinopiroxenitas hidratadas (104534A y 104535) y del enclave alterado 104546B está estimada a partir de la composición modal de los enclaves y de los datos de química mineral obtenidos mediante LA-ICP-MS.

los que muestran los clinopiroxenos de dichos enclaves. Los xenolitos de hornblenditas presentan espectros más ricos en REE que los de los otros enclaves, con forma plana en los LREE y fraccionado a partir del Nd. El enclave de San Bartolomé de Pinares 105785 destaca notablemente por sus elevadas abundancias de LREE y MREE respecto al condrito (90-100 para el La), que dan lugar a un espectro muy fraccionado hasta las HREE ($\text{La/Yb}_N = 7.53$).

El espectro de elementos incompatibles normalizado al manto primitivo de los enclaves varía mucho

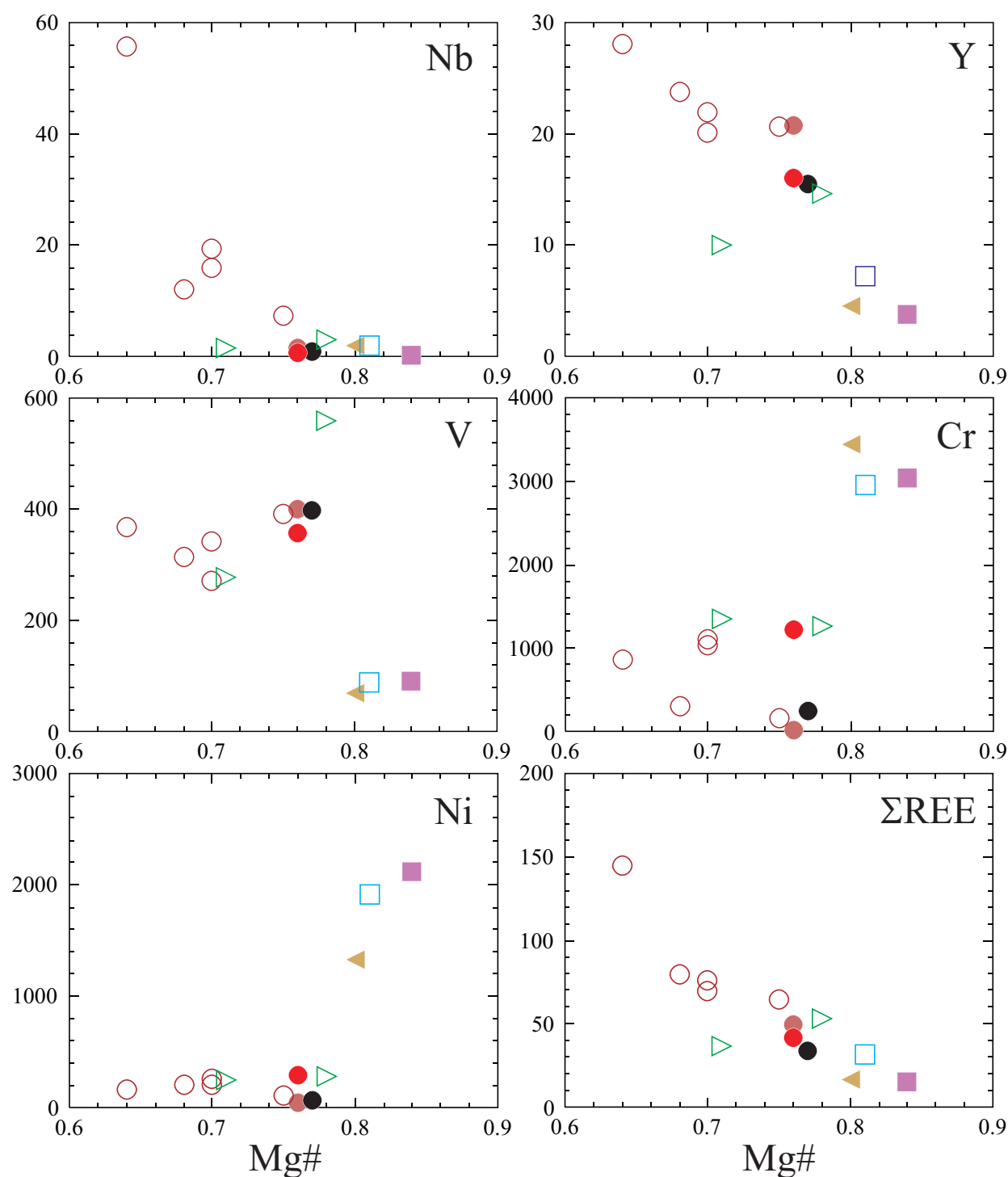


Figura III.26 (continuación). Composición en elementos traza (ppm) de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE.

de un tipo a otro e incluso entre muestras de un mismo grupo (Figura III.27C-D). Los enclaves alterados coinciden en presentar anomalías negativas en Zr-Hf y positiva en Eu. El enclave 105787 da lugar a una anomalía positiva en Ba y K, y negativa en Th y Nb-Ta. Esta última anomalía está ausente en el análisis estimado del enclave 104546B, que sin embargo posee anomalía positiva en K. Por otro lado, el enclave 105776 da lugar a una anomalía positiva de Nb-Ta y negativa de Pb.

Las piroxenitas con espinela se caracterizan por picos positivos a la altura del Rb-Ba, U, Pb y Eu y negativos de Nb-Ta, K, Sr, P y Zr-Hf (Figura III.27C). La anomalía negativa de Ti está también presente

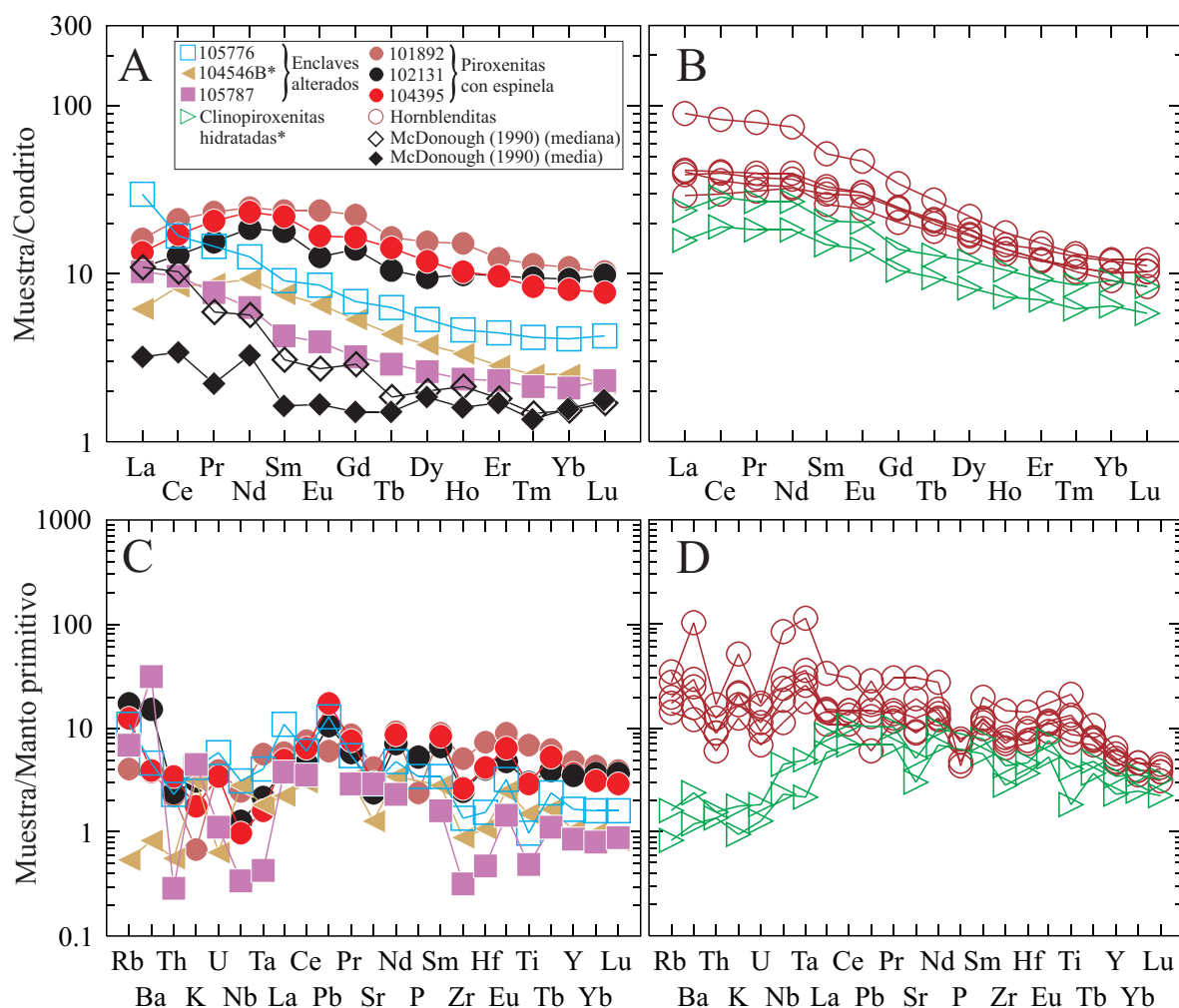


Figura III.27. Composición de tierras raras (A y B) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (C y D) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado la mediana y la media de la composición de xenolitos de peridotitas con espinela de McDonough (1990).

en dos de los enclaves (no en la muestra 101892). El espectro de los análisis estimados de los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas es parecido al anterior en cuanto a las anomalías indicadas de Sr, Zr-Hf., Eu, Ti, Ta-Nb y K, estando ausente la anomalía positiva de U.

Las hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol destacan por presentar anomalías positivas en K, Nb-Ta, Eu y Ti, y negativas en Th, U, P y Zr-Hf. El Rb y el Ba dan lugar a abundancias entre 10 y 100 veces el condrito y ambos pueden formar anomalías positivas de forma independiente (Figura III.27D). El Pb y el Sr también varían mucho, pudiendo dar anomalías positivas o negativas.

Los espectros de REE con formas convexas, como los que muestran el enclave alterado 104546B, las piroxenitas con espinela y las clinopiroxenitas hidratadas, son similares a los que poseen los enclaves mantélicos ricos en clinopiroxeno del grupo I de Frey & Prinz o enclaves acumulados o segregados piroxeníticos (Frey & Prinz, 1978; Downes et al., 2001; Upton et al., 2001; Xu et al., 2003). Por otro lado, patrones de REE fraccionados y con abundancias inferiores a 30 veces el condrito, similares a los de los enclaves alterados 105776 y 105787, son frecuentes en xenolitos peridotíticos de origen acumulado (Féménias et al., 2003) o, más frecuentemente, enriquecidos en LREE (Downes et al., 2001, 2002; Xu et al., 2003); este último caso quedaría reflejado en la composición media de los xenolitos de peridotitas con

espinela recogida por McDonough (1990) (Figura III.27A). Espectros muy fraccionados, carentes de la caída en La y Ce de los patrones convexos, similares a los de los xenolitos hornblendíticos, están presentes en gran número de xenolitos clinopiroxeníticos relativamente ricos en anfíbol y/o flogopita (Qi et al., 1994; Dessai & Vaselli, 1999; Moine et al., 2000).

Anomalías negativas de Nb-Ta, Sr, Zr-Hf y Ti, similares a las presentes en los enclaves de piroxenitas con espinela y de clinopiroxenitas hidratadas, son frecuentes tanto en piroxenitas (Moine et al., 2000) como en peridotitas (Downes et al., 2001, 2002; Féménias et al., 2003), quedando de manifiesto la influencia de la composición modal de los enclaves. La presencia de picos positivos a la altura de Nb-Ta, K y Ti, como los que poseen los enclaves hornblendíticos, son también comunes en xenolitos modalmente ricos en anfíbol, sobre todo si se trata de acumulados ricos en piroxeno (Dessai & Vaselli, 1999; Moine et al., 2000), aunque también se puede observar en peridotitas enriquecidas (Grégoire et al., 2003).

III.2.5. QUÍMICA ISOTÓPICA

De los cuatro tipos de enclaves máficos y ultramáficos presentes en los lamprófidos del SCE, tres han sido analizados para determinar sus firmas isotópicas en los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd y sólo dos han sido caracterizados en cuanto a los isótopos de Pb. De los dos primeros sistemas se ha excluido el enclave alterado 104546B y el grupo de las clinopiroxenitas hidratadas debido a que su pequeño tamaño no ha permitido separarlos. Del sistema del Pb, además de los anteriores, también se han dejado aparte los enclaves alterados 105776 y 105787 al considerar que, por su alto grado de alteración y por la gran movilidad que demuestran los elementos U y Pb en procesos de alteración, los resultados obtenidos no habrían sido representativos de sus firmas originales. De hecho, como se verá después, muy posiblemente el Rb y Sr, para estos enclaves alterados, pueden haberse comportado como un sistema abierto en algún momento, pero quizá no para el Sm y Nd.

Los isótopos de Sr-Nd (Tabla III.14) de los enclaves permiten diferenciar cuatro firmas distintas (Figura III.28), que no coinciden exactamente con los cuatro tipos de enclaves: 1) una empobrecida, constituida por la mayoría de los xenolitos hornblendíticos (exceptuando el enclave de San Bartolomé de Pinares 105785, que se proyecta junto al dique que lo transporta) y por la clinopiroxenita foliada con espinela 101892, con ϵNd en el rango 5.9-6.2 y $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ por debajo de 0.70340; 2) una con una composición cercana al BSE, que está formada únicamente por la citada hornblendita 105785 de San Bartolomé de Pinares, con ϵNd igual a 1.7 y $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ igual a 0.70448; 3) una firma enriquecida en Sr radiogénico (0.70658-0.70704), pero con ϵNd positivo (alrededor de 1), que estaría formado por los enclaves alterados; y 4) una composición ligeramente enriquecida con respecto al BSE, tanto en ϵNd (-2.8 a -3.3) como en $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0.70521-0.70563), del que formarían parte las otras dos piroxenitas con espinela (websterita 102131 y clinopiroxenita 104395).

Se ha incluido en la figura III.28 los campos correspondientes a los lamprófidos del SCE. Los diques básicos alcalinos presentan composiciones isotópicas similares a los dos primeros polos definidos: empobrecida y enriquecida, así como un análisis de un megacrístal de anfíbol que transporta uno de los diques de Peguerinos, que por ser el único dato sobre megacrístales y por conveniencia a la hora de la discusión, hemos preferido unirlo a los de los enclaves. Puede apreciarse que los enclaves con firma empobrecida, así como el análisis del megacrístal de anfíbol, poseen una composición muy similar a la de los diques lamprófidos empobrecidos que representan, además, a los diques que hospedan a estos enclaves

Tabla III.14. Composición de isótopos de Sr y Nd de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	Tipo de enclave	Rb* (ppm)	Sr* (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (2\sigma)$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{265 \text{ Ma}}$	Sm* (ppm)	Nd* (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm (2\sigma)$	$e(\text{Nd})_{265 \text{ Ma}}$
105776	Enclave alterado	6.6	58.8	0.32	0.707811 ± 47	0.70658	1.4	5.9	0.1426	0.512597 ± 06	1.03
105787	Enclave alterado	4	58.5	0.2	0.707800 ± 05	0.70704	0.6	2.9	0.1341	0.512585 ± 06	1.08
101892	Piroxenita con espinela	3.4	82.2	0.12	0.703261 ± 05	0.7028	3.6	11.6	0.1886	0.512943 ± 04	6.2
102131	Piroxenita con espinela	10.5	47.2	0.64	0.707639 ± 05	0.70521	2.7	8.7	0.1877	0.512450 ± 03	-3.3
104395	Piroxenita con espinela	7.6	60.7	0.36	0.706989 ± 06	0.70563	3.4	10.8	0.1886	0.512482 ± 03	-2.7
103471	Hornblendita	10.4	373	0.08	0.703418 ± 06	0.70311	4.8	17.1	0.1718	0.512901 ± 03	5.9
104382	Hornblendita	21	248	0.24	0.704333 ± 06	0.7034	5	18.7	0.1623	0.512881 ± 03	5.9
104392	Hornblendita	8.6	182	0.14	0.703419 ± 06	0.7029	4.6	15.2	0.1829	0.512919 ± 03	5.9
105785	Hornblendita	16.4	603	0.08	0.704776 ± 15	0.70448	7.9	34.5	0.1385	0.512625 ± 05	1.7
102135	Megaacristal de anfíbol	6.1	673	0.02	0.702670 ± 05	0.70257	5.38	18	0.1807	0.512907 ± 03	5.8

*Las abundancias de Rb, Sr, Sm y Nd están tomadas de análisis hechos con ICP-MS

Tabla III.15. Composición de isótopos de Pb de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra**	Tipo de enclave	U*	Th*	Pb*	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$
101892	Piroxenita con espinela	0.08	0.18	0.9	8	18	18.45 ± 0.040	15.62 ± 0.040	38.32 ± 0.040	18.110	15.600	38.080
102131	Piroxenita con espinela	0.09	0.19	1.57	4.5	9.5	18.63 ± 0.004	15.61 ± 0.005	38.44 ± 0.006	18.440	15.600	38.310
104395	Piroxenita con espinela	0.07	0.27	2.59	1.75	6.75	18.6 ± 0.011	15.59 ± 0.007	38.49 ± 0.013	18.520	15.590	38.400
103471	Hornblendita	0.33	0.99	2.18	11	33	18.73 ± 0.012	15.59 ± 0.011	38.51 ± 0.011	18.270	15.570	38.070

*Las abundancias de U, Th y Pb están tomadas de análisis hechos con ICP-MS y expresadas en ppm.

**Los datos de los enclaves 102131 y 104395 corresponden con análisis hechos usando la técnica de ICP-MS, mientras que los otros dos se analizaron mediante un TIMS.

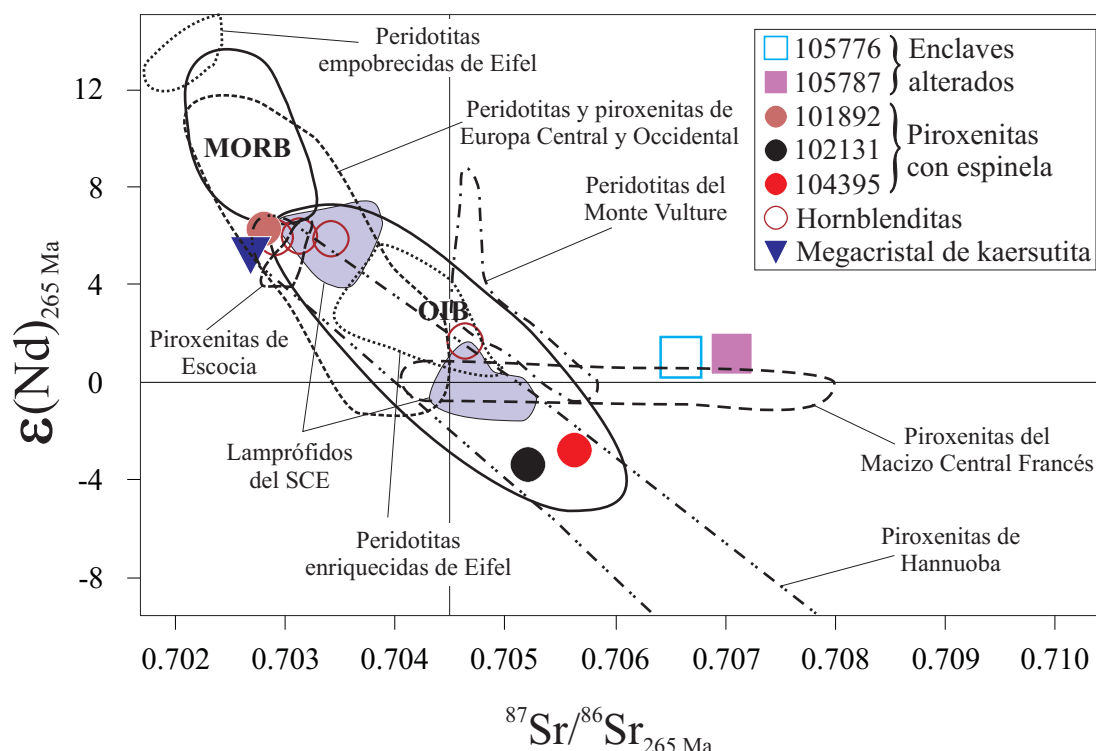


Figura III.28. Composición isotópica de Sr-Nd de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE y de un megacrystal de anfíbol presente en un dique de diabasa del SCE calculada para una edad inicial de 265 Ma. Se han proyectado, a modo de comparación, el campo que definen los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE, los campos composicionales de los MORB y los OIB (extraídos de Wilson, 1989) y varios datos sobre xenolitos de peridotitas y piroxenitas: peridotitas de Eifel en Witt-Eickschen et al. (2003), enclaves de Europa Central y Occidental en Downes & Dupuy (1987) y Downes (2001); peridotitas del Monte Vulture en Downes et al (2002) y piroxenitas de Hannuoba en Xu (2002).

y megacristales (Bernuy Salinero y Peguerinos). Igualmente, la hornblendita 105785 de San Bartolomé de Pinares se proyecta junto al campo de los lamprófidos enriquecidos. El resto de xenolitos ultramáficos (enclaves alterados, tipo I, y piroxenitas con espinela, tipo II) muestran una composición isotópica Sr-Nd diferente a la de los diques de lamprófidos o diabasas que los transportan.

Ciertas piroxenitas con espinela (websterita 102131 y clinopiroxenita 104395) alcanzan valores más enriquecidos en Nd radiogénico que los lamprófidos enriquecidos (Figura III.28). Los enclaves alterados, por otro lado, poseen una composición de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ muy elevada, teniendo en cuenta los valores positivos de ϵNd , lo que hace que se proyecten fuera de la línea típica de evolución de rocas del manto (“mantle array”). Este desplazamiento preferente hacia valores enriquecidos en Sr radiogénico podría deberse a la mayor movilidad del Sr frente al Nd durante el proceso de alteración. Aparte de estos últimos, el resto de enclaves se proyectan a lo largo del “mantle array”, correspondiendo con composiciones similares a fuentes de tipo OIB, desde empobrecidas hasta enriquecidas.

Los isótopos de Pb, pese a caracterizar únicamente dos tipos de enclaves (hornblenditas y piroxenitas con espinela), dan lugar a una composición relativamente heterogénea entre sí (Tabla III.15). En su conjunto, todos los enclaves se proyectan cercanos a campos moderadamente empobrecidos (DMM y PREMA) para las relaciones $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (18.11-18.53) y $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (38.07-38.39), y algo más enriquecidos para la relación $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ (15.57-15.61) (Figura III.29). Todos los enclaves muestran en Pb la misma homogeneidad que demostraban en Sr-Nd, separándose por un lado las piroxenitas con espinela hacia un campo ligeramente más enriquecido, mientras que los otros dos enclaves analizados (la clinopiroxenita

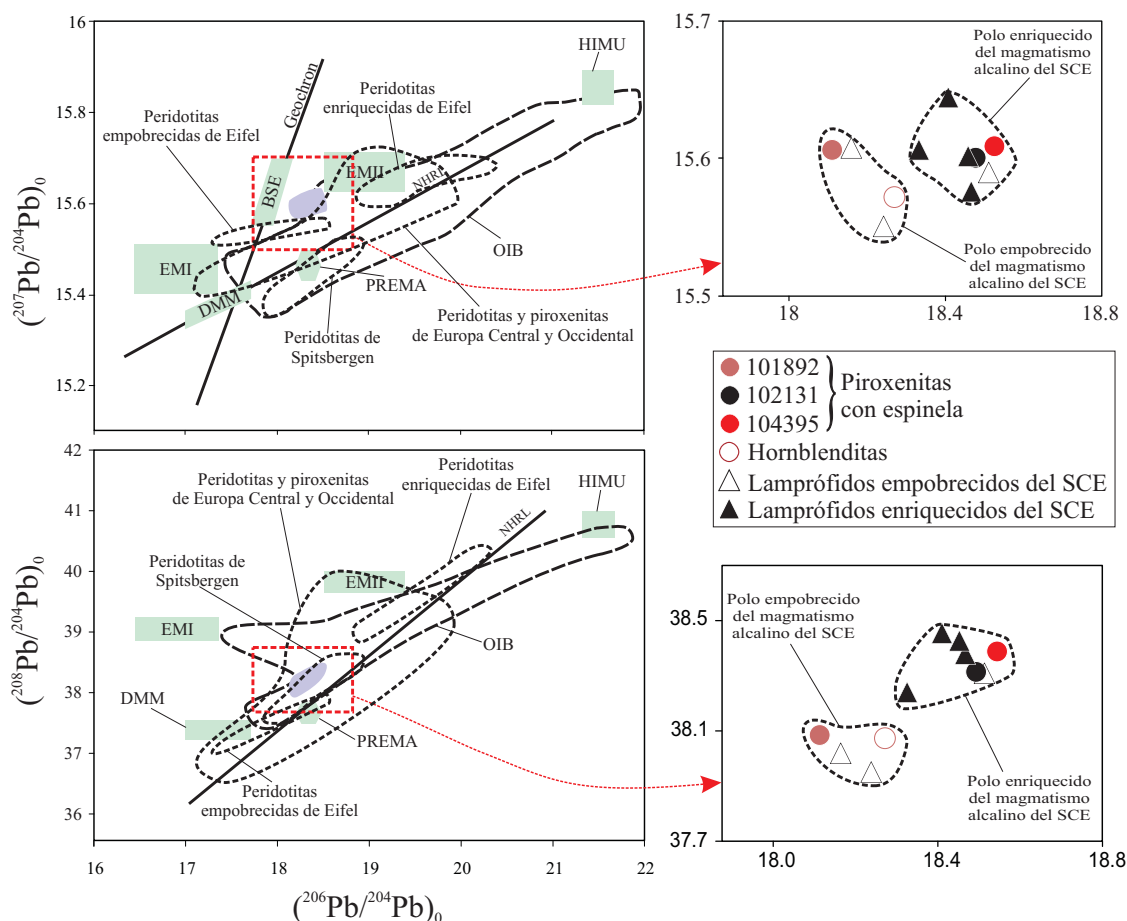


Figura III.29. Composición de isótopos de Pb de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE calculada para una edad inicial de 265 Ma. Se encuentran representados xenolitos de tipo II (piroxenitas con espinela) y tipo IV (hornblenditas). Se aprecia, al proyectar los datos de los lamprófidos y diabasas del SCE, que la composición de los enclaves es similar a la de los diques en su conjunto y, por otro lado, que la separación en dos campos, uno más enriquecido y otro más empobrecido, que se hizo para los diques, también se observa en el caso de los enclaves, quedando en dos polos separados los xenolitos de hornblenditas y la clinopiroxenita foliada 101892 del resto de piroxenitas con espinela. A modo de comparación se han proyectado los campos de los componentes mantélicos HIMU, EMI, EMII, DMM, PREMA y BSE (extraídos de Hofmann, 2003), el rango composicional de los OIB y las líneas NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) y la Geocrona (los tres tipos de datos extraídos de Wilson, 1989) y, finalmente, las relaciones isotópicas de varios grupos de enclaves de piroxenitas y peridotitas: enclaves de Eifel en Witt-Eickschen et al. (2003), enclaves de Europa Central y Occidental en Downes & Dupuy (1987) y Downes (2001) y peridotitas de Spitsbergen en Ionov et al. (2002).

foliada con espinela 101892 y la hornblendita 103471), como ocurría con el Sr-Nd, vuelven a mostrar signatures algo más empobrecidas, similares a las del grupo principal de lamprófidos isotópicamente empobrecidos (Figura III.29).

La composición isotópica de los xenolitos máficos y ultramáficos que transportan los lamprófidos del SCE queda incluida dentro de la que se ha descrito en xenolitos de peridotitas y piroxenitas cuyo origen se asocia a muy diferentes procesos magmáticos (empobrecimiento por fusión parcial, acumulación a partir de magmas alcalinos, metasomatismo, etc). En las figuras III.28 y III.29 se ha proyectado la composición de algunos conjuntos de xenolitos a modo de ejemplo (Downes & Dupuy, 1987; Downes 2001; Downes et al., 2001, 2002, 2003; Xu, 2002; Ionov et al., 2002; Witt-Eickschen et al., 2003), que ponen de manifiesto la heterogeneidad que suelen mostrar los xenolitos extraídos de la litosfera. Destaca la abundancia de enclaves con una composición fundamentalmente empobrecida, que se proyectan en el cuadrante

superior izquierdo del diagrama Sr-Nd, cerca del campo definido por los enclaves hornblendíticos y los lamprófidos empobrecidos del SCE (Figura III.28), donde estarían incluidas peridotitas empobrecidas inicialmente por la extracción de fundidos y piroxenitas formadas como segregados a partir de magmas isotópicamente empobrecidos (Downes, 2001; Downes et al., 2001, 2002; Witt-Eickschen et al., 2003). Los xenolitos con composiciones progresivamente más enriquecidas suelen asociarse a la influencia de algún agente metasomático actuando sobre una litosfera previamente empobrecida, como fundidos silicatados o carbonatados, en algunos casos relacionados con procesos de subducción (Downes et al., 2002). Los enclaves del SCE, en su conjunto, corresponderían con composiciones entre empobrecidas y ligeramente enriquecidas, similares a las que acabamos de describir asociadas a fenómenos de empobrecimiento y metasomatismo en la litosfera. Para explicar las relaciones isotópicas mayores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, como las que presentan las piroxenitas de Hannuoba (Xu, 2002), se aduce la participación de un componente derivado de la corteza continental. Por otro lado, las elevadas relaciones isotópicas de Pb de las peridotitas enriquecidas de Eifel han sido explicadas por la intervención de un componente de tipo HIMU (Witt-Eickschen et al., 2003).

De entre este grupo de xenolitos de la literatura, hay que destacar las piroxenitas del norte de Escocia y del Macizo Central Francés (MCF). Las primeras se encuentran incluidas, junto con abundantes granulitas máficas de la corteza inferior, dentro de diques alcalinos de edad Pérmico (Upton et al., 2001), mientras que las piroxenitas del MCF aparecen en rocas volcánicas terciarias, aunque no se liga su origen a dicho magmatismo (Downes & Dupuy, 1987). Ambos grupos muestran una composición isotópica de Sr-Nd similar a la de los xenolitos del SCE, aunque destaca el enriquecimiento en Sr radiogénico de los xenolitos del MCF (Figura III.28). Tanto las piroxenitas del norte de Escocia como las del MCF han sido relacionadas con sendos eventos de *underplating* de edad Pérmica, siendo interpretadas como segregados o acumulados magmáticos de fundidos básicos (Downes et al., 2001; Upton et al., 2001; Féménias et al., 2003). La presencia de abundantes granulitas máficas, también en ambas localidades, se ha considerado una prueba más de dicho evento de *underplating* y ha permitido ligar el origen de las piroxenitas al de las granulitas (Downes et al., 2001, 2003). Las características químicas de los xenolitos ultramáficos del SCE son parecidas a las de estos enclaves de Escocia y del MCF y, como ocurre en estos lugares, es frecuente la presencia de granulitas de la corteza inferior. Los lamprófidos alcalinos del SCE, además, no muestran peridotitas del manto, por lo que resulta lógico pensar en la posibilidad de que los xenolitos ultramáficos del SCE representen fragmentos de rocas generadas durante uno o varios eventos de *underplating* máfico.

III.3. MEGACRISTALES

III.3.1. CLINOPIROXENO

III.3.1.1. Petrografía

Los megacristales o xenocristales de clinopiroxeno son, en general, poco frecuentes, sobre todo si se les compara con los megacristales de anfíbol o plagioclasa. Se reconocen sólo en las muestras recogidas en los diques de Bernuy Salinero y Peguerinos. Pueden distinguirse dos tipos de megacristales de clinopiroxenos en función de sus características petrográficas.

Clinopiroxenos incoloros (Figura III.30A): Son entre alotriomorfos y subidiomorfos. No sobrepasan los 5 mm en ningún caso. No se aprecia zonado en ellos. Sus bordes muestran en algunos puntos fenómenos de corrosión y, ocasionalmente, se aprecia alteración a favor de fracturas, que puede llegar a afectar el interior del cristal en un porcentaje importante. En algunos casos se asocian con cristales de espinela, que suele ser de color verde, salvo en un par de casos (muestra que contiene la clinopiroxenita foliada con espinela negra 101892) en los que este mineral es negro. Pueden aparecer recubiertos por un fino borde constituido por un clinopiroxeno púrpura similar al de la matriz del dique.

Clinopiroxenos púrpuras (Figura III.30B-C): Pueden presentar un color pálido en el centro, pero hacia el borde desarrollan casi siempre un ligero zonado púrpura. Son entre subidiomorfos e idiomorfos. Aunque normalmente alcanzan un tamaño aproximado de 5 mm, ocasionalmente pueden llegar a 1.3 cm. Pueden mostrar fenómenos de corrosión, coronas de reacción compuestas por otro piroxeno similar al de la matriz de los diques e inclusiones de anfíbol formando texturas de intercrecimiento.

III.3.1.2. Composición química

En su conjunto, la mayoría de los megacristales de clinopiroxeno se clasifican como Diópsidos según los criterios de Morimoto et al. (1988), con la excepción de unas pocas augitas (Figura III.32). Su composición se caracteriza por contenidos medios-altos de TiO_2 (0.6-1.6%), Al_2O_3 (6.8-9.4%) y bajos de Cr_2O_3 (por debajo de 0.51%) (Tabla III.16). Aunque no existen grandes diferencias entre los clinopiroxenos incoloros y los púrpuras, sí puede apreciarse que los primeros alcanzan valores de Mg\# mayores (0.76-0.86) en comparación con los segundos (0.75-0.81) (Figura III.33). Además, los clinopiroxenos incoloros están, en general, enriquecidos en Si y Cr y empobrecidos en Ti y Na, respecto a los púrpura. Tomados todos los megacristales en su conjunto, marcan una tendencia de variación composicional que se caracteriza por una disminución de Si, Ca y Cr y un aumento de Ti, Al y Na a medida que disminuye el valor de Mg\# .

En la figura III.33 se ha proyectado, junto con la composición en elementos mayores de los megacristales de clinopiroxeno, la composición de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE y de los fenocristales con zonado normal de los diques de lamprófito, a modo de comparación, pudiéndose apreciar que los megacristales muestran similitudes con los piroxenos de los enclaves de piroxenitas con espinela y el grupo de las hornblenditas. Se diferencian claramente de los clinopiroxenos de los enclaves alterados por los bajos valores de Mg\# y Cr y por los contenidos mayores de Ti. Se desmarcarían también de la composición de los clinopiroxenos de las clinopiroxenitas hidratadas por

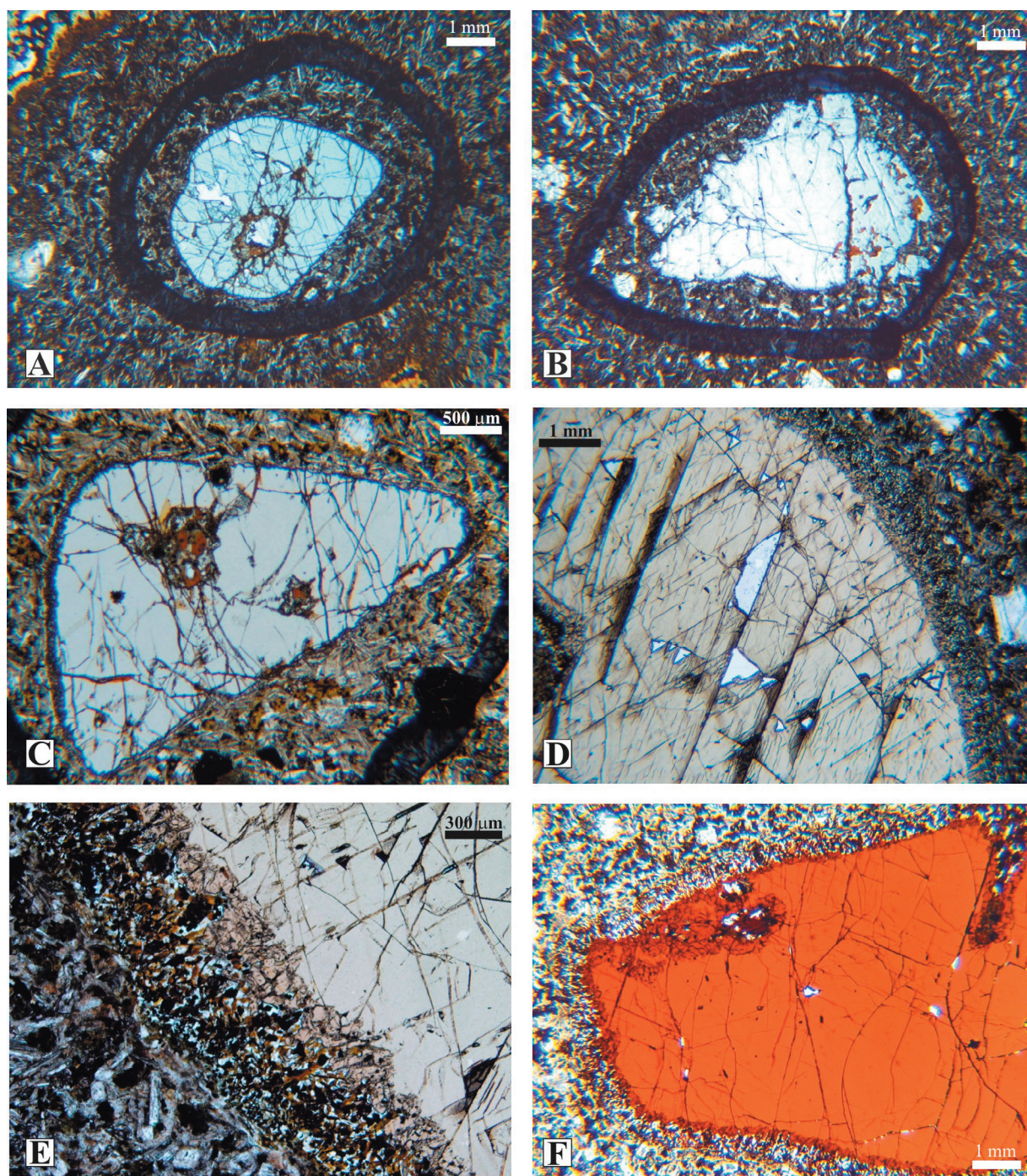


Figura III.30. Aspecto de los megacristales y xenocristales presentes en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE al microscopio petrográfico de luz transmitida. Foto A (muestra 102142): Megacrystal de clinopiroxeno incoloro. Destaca su aspecto alotriomorfo y la presencia de corrosión interna. Foto B (muestra 104390): Megacrystal de clinopiroxeno púrpura. Desarrolla este tono principalmente hacia borde, dando lugar a un ligero zonado. Es subidiomorfo, con aspecto normalmente corroído pero puede mostrar algún borde sin transformar. Destaca, también, la presencia de inclusiones de anfíbol de tipo kaersutita. Foto C (muestra 104550): Megacrystal de clinopiroxeno de color púrpura pálido, subidiomorfo. Foto D (muestra 102147A): Megacrystal de anfíbol de tipo kaersutita con corona de reacción. Foto E (muestra 102147A): Detalle de una corona de reacción en un megacrystal de anfíbol compuesta normalmente por clinopiroxeno, cuarzo, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti. Foto F (muestra 102145A): Megacrystal de anfíbol con corona de reacción y un borde externo algo más oscuro.

su elevado contenido en Al y bajo en Na y Cr. Mientras que los clinopiroxenos incoloros se proyectan casi siempre dentro del campo de las piroxenitas con espinela, los clinopiroxenos púrpura se desmarcan de este grupo por sus mayores contenidos en Ti y Na, penetrando en el campo heterogéneo de las hornblenditas. Así

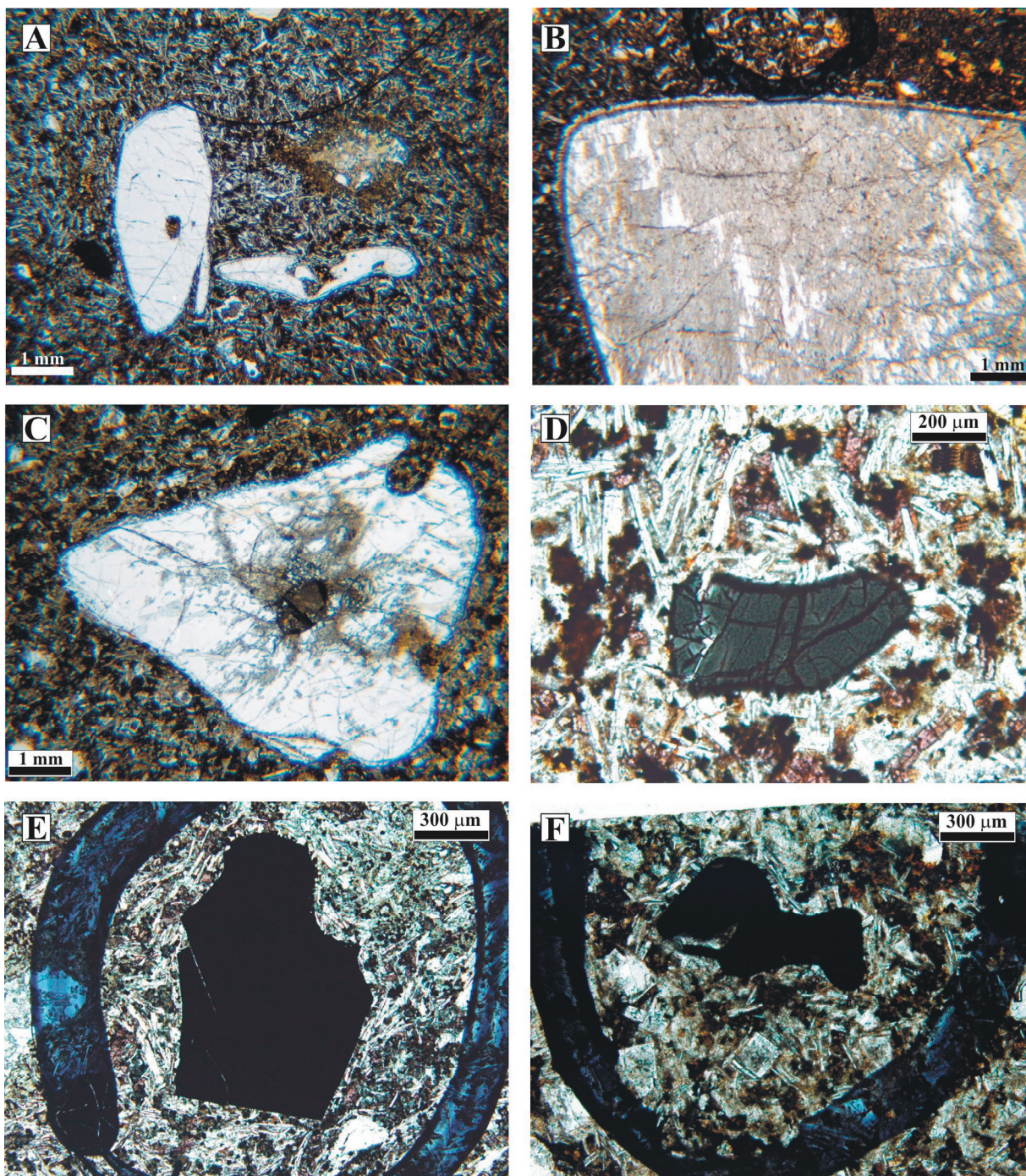


Figura III.31. Aspecto de los megacristales y xenocristales presentes en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE al microscopio petrográfico de luz transmitida. Foto A (muestra 101892): Megacristales corroídos de plagioclasa. Foto B (muestra 104391): Megacristal de plagioclasa con un pequeño borde de reacción (compuesto por plagioclasa) y el interior alterado a sericita. Foto C (muestra 104553A): Megacristal de plagioclasa alotriomorfo y alterado a sericita. Foto D (muestra 102142): Xenocristal de espinela verde de pequeño tamaño y aspecto corroído. Foto E (muestra 101892A): Megacristal de espinela negra subidiomorfa, parcialmente corroída. Foto F (muestra 104553A): Megacristal de espinela negra alotriomorfa.

mismo también presentan similitudes con la composición de los fenocristales de los diques, coincidiendo en general las tendencias de variación que se veían en estos últimos (Figura III.33).

En su conjunto, la composición de todos estos megacristales es similar a la que presentan otros megacristales de clinopiroxeno (generalmente con valores altos de Ti, Ca y Al) presentes en rocas alcalinas de tipo basalto o basanita, y que se interpretan como cristales formados a elevada presión en una cámara

Tabla III.16. Composición de elementos mayores de los megacrístales de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Clinopiroxenos incoloros (tipo I)										Clinopiroxenos púrpuras (tipo II)			
	Muestra	101892-23	101892-27	104551-1	104545B-14	104546B-26	104545B-15	102142-30	104867-75	104400-33	104550-77	104550-78	104390-9	104390-8
SiO ₂		47.37	47.73	49.93	49.10	48.91	49.39	49.02	49.84	46.96	47.42	47.60	47.35	47.64
TiO ₂		0.88	0.79	0.98	0.83	1.14	0.81	0.67	0.78	1.48	1.40	1.26	1.57	1.31
Al ₂ O ₃		9.38	9.19	8.90	8.90	9.10	8.75	8.52	6.82	8.99	9.25	9.06	8.33	8.14
FeO		7.25	7.05	5.96	5.75	5.18	5.39	4.52	4.30	7.52	7.49	7.46	7.14	5.88
Cr ₂ O ₃		0.02	0.01	0.05	0.03	0.01	0.00	0.46	0.51	0.04	0.00	0.00	0.09	0.25
MnO		0.10	0.15	0.19	0.15	0.06	0.17	0.13	0.18	0.11	0.16	0.21	0.14	0.14
NiO		0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03
MgO		13.03	13.01	13.72	14.41	14.68	15.56	15.07	15.21	12.97	12.89	13.56	12.56	14.12
CaO		20.05	20.17	19.76	20.53	20.51	20.43	20.35	20.61	19.89	19.52	19.31	20.56	20.79
Na ₂ O		1.04	0.85	0.81	0.72	0.75	0.71	0.60	0.52	1.03	1.06	0.99	1.02	0.72
K ₂ O		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		99.12	98.98	100.31	100.42	100.38	101.21	99.35	98.78	99.01	99.21	99.45	98.76	99.02
Mg#		0.76	0.77	0.80	0.82	0.83	0.84	0.86	0.86	0.75	0.75	0.76	0.76	0.81
Cationes calculados en base a 6 O														
Si		1.752	1.770	1.823	1.785	1.775	1.773	1.795	1.839	1.744	1.757	1.756	1.766	1.761
Ti		0.024	0.022	0.027	0.023	0.031	0.022	0.018	0.022	0.041	0.039	0.035	0.044	0.036
Al		0.408	0.402	0.383	0.381	0.389	0.370	0.367	0.297	0.393	0.403	0.393	0.366	0.355
Fe		0.224	0.219	0.182	0.175	0.157	0.162	0.138	0.133	0.233	0.232	0.230	0.223	0.181
Cr		0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.013	0.015	0.001	0.000	0.000	0.003	0.007
Mn		0.003	0.005	0.006	0.005	0.002	0.005	0.004	0.006	0.003	0.005	0.007	0.004	0.004
Ni		0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg		0.718	0.719	0.747	0.781	0.794	0.833	0.822	0.837	0.718	0.712	0.746	0.698	0.778
Ca		0.794	0.801	0.773	0.800	0.797	0.786	0.798	0.815	0.791	0.775	0.763	0.822	0.824
Na		0.075	0.061	0.057	0.051	0.053	0.049	0.043	0.037	0.074	0.076	0.071	0.074	0.052
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.		3.999	4.000	3.999	4.002	3.999	4.000	3.998	4.001	3.999	4.000	4.001	4.000	3.999
Términos finales														
Wo		45.7	46.0	45.3	45.4	45.6	44.0	45.3	45.5	45.3	44.9	43.7	47.0	46.1
En		41.3	41.2	43.7	44.4	45.4	46.6	46.6	46.7	41.1	41.3	42.7	40.0	43.5
Fs		13.1	12.8	11.0	10.2	9.1	9.4	8.1	7.7	13.6	13.8	13.6	13.0	10.4

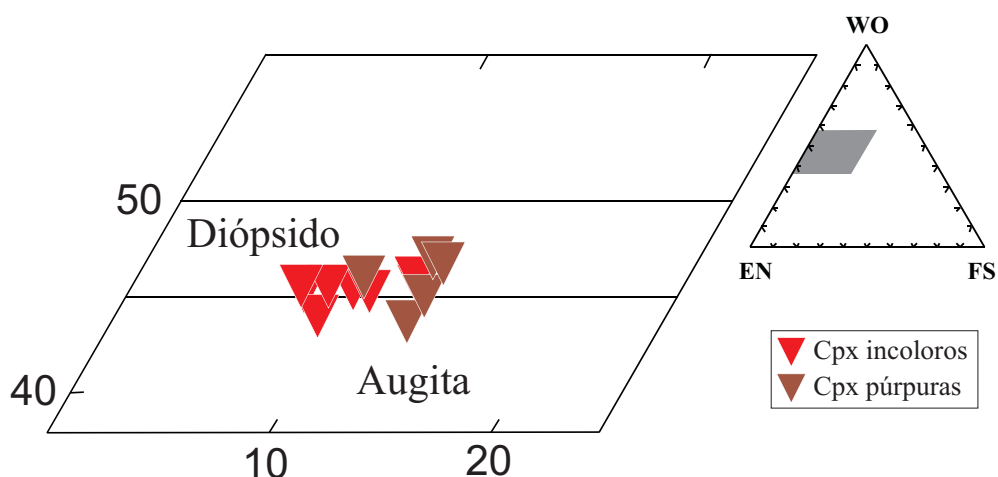


Figura III.32. Clasificación de los megacristales de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE en base a los criterios de Morimoto et al. (1988). La mayoría se proyectan en el campo del diópsido, salvo alguna excepción que se desplazan hasta el campo de la augita.

magmática profunda a partir de un fundido similar al que los transporta o fragmentos de precipitados magmáticos a elevada presión (Irving & Frey, 1984; Reid & Le Roex, 1988; Dobosi & Jenner, 1999; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Bondi et al., 2002). Esto plantea la posibilidad de que los megacristales de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE puedan ser acumulados profundos en una cámara magmática arrastrados por los diques, quizá relacionados genéticamente con ellos, y/o fragmentos de rocas equilibradas en profundidad, probablemente ligadas a la formación de los enclaves ultramáficos con los que muestran ciertas similitudes (piroxenitas con espinela y hornblenditas) (ver discusión más adelante).

III.3.2. ANFÍBOL

III.3.2.1. Petrografía

Los anfíboles son, junto con la plagioclasa, el megacristal más abundante de todos, apareciendo principalmente en los diques de Peguerinos y Bernuy Salinero.

En muestra de mano son negros y de forma prismática. Al microscopio presentan color marrón con tonos rojizos u oscuros y son alotriomorfos y subidiomorfos (Figura III.D-F). El tamaño es muy variable, desde 1-2 mm hasta 3-4 cm. Presentan bordes de reacción, bien debidos a fenómenos de corrosión, bien a la formación de coronas de clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo y óxidos de Fe-Ti (Figura III.30D-E). Puede apreciarse en ellos un ligero zonado que da como resultado un borde algo más oscuro (Figura III.30F). Pueden tener inclusiones de calcita, aunque no son muy frecuentes. En aquellos anfíboles de menor tamaño que muestran un avanzado estado de pseudomorfosis, puede llegarse a ver el cristal casi completamente transformado a una asociación mineral igual a la que se forma en la corona reaccional y, alrededor de ellos, se nuclea un piroxeno similar al del dique.

III.3.2.2. Composición química

Todos pueden clasificarse como kaersutitas (Leake et al., 1997) (Figura III.34), caracterizándose por un elevado contenido en TiO_2 (4.9-6.9%) y valores de bajos a medios de Mg\# (0.52-0.67) (Tabla III.17). Posee mayores contenidos de Na_2O (2.2-3%) que de K_2O (0.6-2.2%). Al comparar su composición con la de

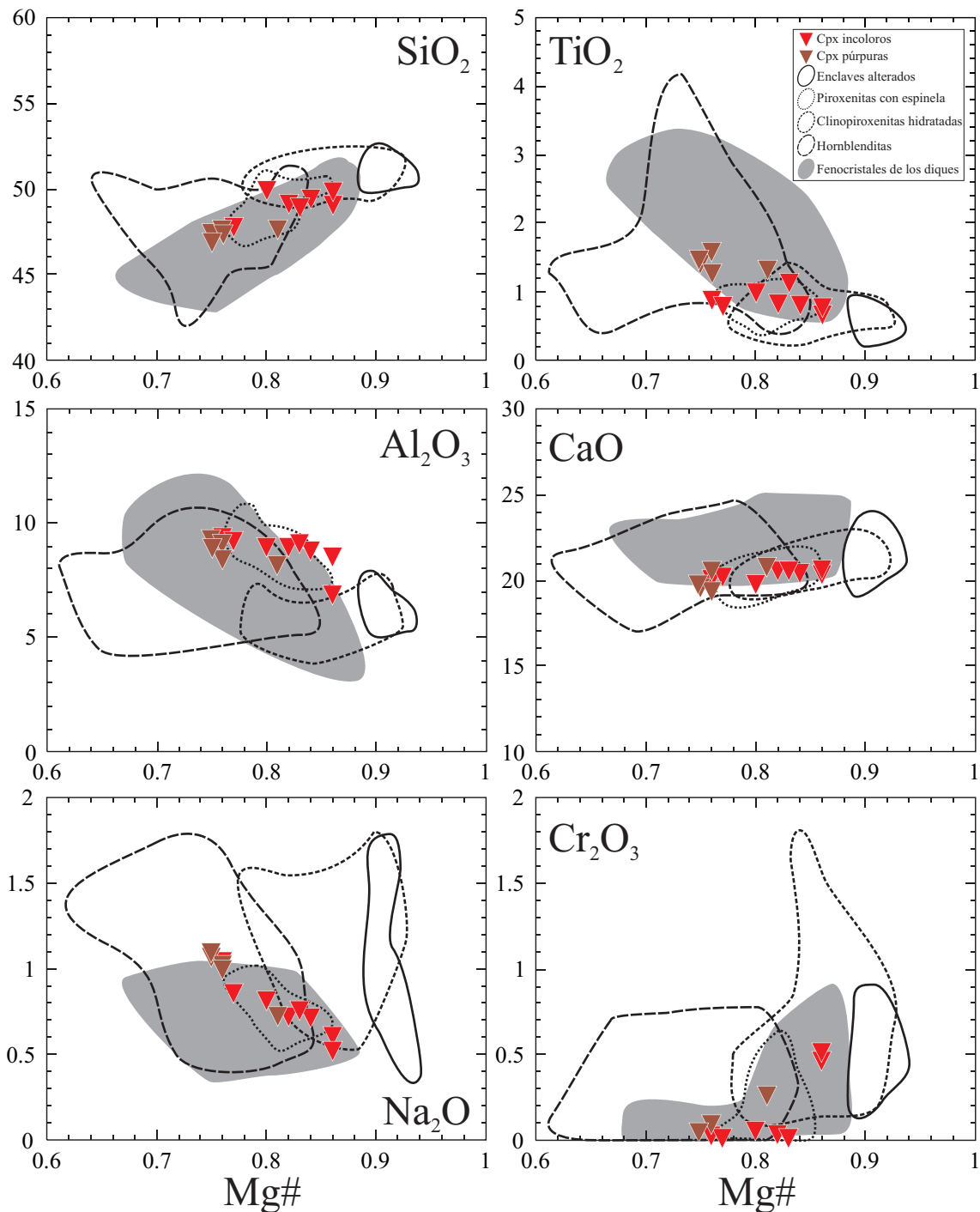


Figura III.33. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los megacristemas de clinopiroxeno presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Los datos se comparan con los campos composicionales correspondientes a los clinopiroxenos de los cuatro tipos de enclaves máficos y ultramáficos del SCE, que se han descrito anteriormente, así como con el que definen los fenocristales de clinopiroxeno de los diques de lamprófidos y diabasas. Se aprecia que los megacristemas, en su conjunto, muestran mayor similitud con respecto a los enclaves de piroxenitas con espinela y hornblenditas, e incluso con el de los fenocristales, que con los clinopiroxenos de los otros dos tipos de enclaves (clinopiroxenitas hidratadas y enclaves alterados).

los anfíboles de los enclaves y con los fenocristales de los diques de lamprófidos, se aprecia que sólo pueden guardar algún tipo de relación con los anfíboles de los enclaves hornblendíticos y de clinopiroxenitas ricas en anfíbol (tipo IV), estando enriquecidos en Ti y empobrecidos en Mg con respecto al resto de anfíboles de otros enclaves (Figura III.35). El campo composicional que definen los fenocristales de los lamprófidos, por otro lado, se diferencia de los megacristemas por sus mayores contenidos en Ca y K y menores de Na.

Tabla III.17. Composición de elementos mayores de los megacrístales de anfíbol presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103471-57	102129-1	102129-26	102135109	102147A-72	103657A-19
SiO ₂	39.72	39.41	39.73	39.36	39.05	35.47
TiO ₂	5.13	5.99	5.67	6.36	5.94	6.91
Al ₂ O ₃	14.94	14.44	14.27	14.31	14.74	13.98
FeO	12.21	11.93	14.20	11.74	11.85	10.48
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.06	0.02	0.00	0.05
MnO	0.07	0.02	0.07	0.01	0.10	0.13
MgO	10.49	10.24	8.65	11.56	10.50	11.82
CaO	12.01	10.74	10.45	10.61	10.67	12.96
Na ₂ O	2.41	2.95	2.96	2.77	2.77	2.21
K ₂ O	1.84	1.09	1.10	1.19	0.91	1.35
Total	98.86	96.84	97.16	97.93	96.53	95.36
Mg#	0.61	0.60	0.52	0.64	0.61	0.67
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)						
Si	5.860	5.897	5.977	5.822	5.853	5.958
Ti	0.569	0.674	0.642	0.708	0.670	0.873
Al	2.595	2.544	2.528	2.493	2.602	2.765
Fe	1.506	1.493	1.786	1.452	1.485	1.473
Cr	0.005	0.003	0.007	0.002	0.000	0.007
Mn	0.009	0.002	0.009	0.001	0.012	0.018
Mg	2.307	2.284	1.940	2.549	2.346	2.960
Ca	1.898	1.721	1.684	1.682	1.714	2.332
Na	0.690	0.856	0.863	0.795	0.805	0.720
K	0.346	0.208	0.211	0.225	0.174	0.289
Suma cat.	15.785	15.682	15.647	15.729	15.661	17.395

Pese a que de una manera general la composición en elementos traza de los megacrístales de anfíbol es parecida a la de la mayoría de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE (Tabla III.18) (exceptuando a los del enclave alterado 105787 que está claramente empobrecido en elementos traza),

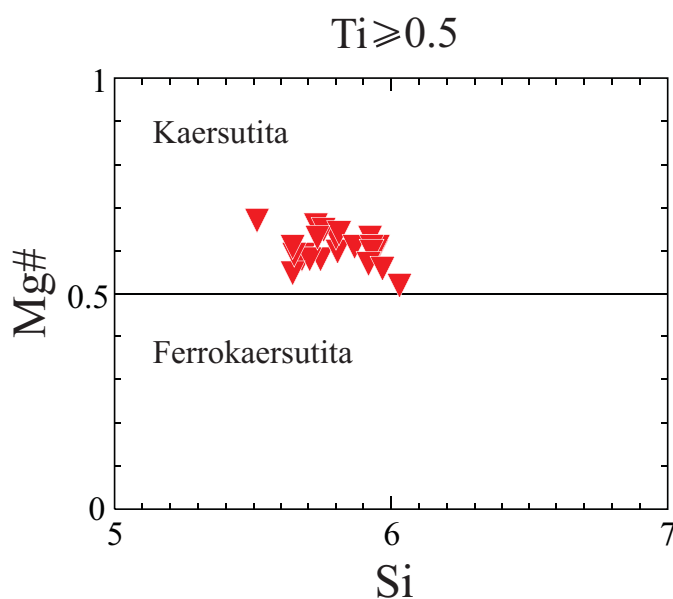


Figura III.34. Clasificación de los megacrístales de anfíbol en base a los criterios de Leake et al. (1997). Todos caen dentro del campo de la kaersutita.

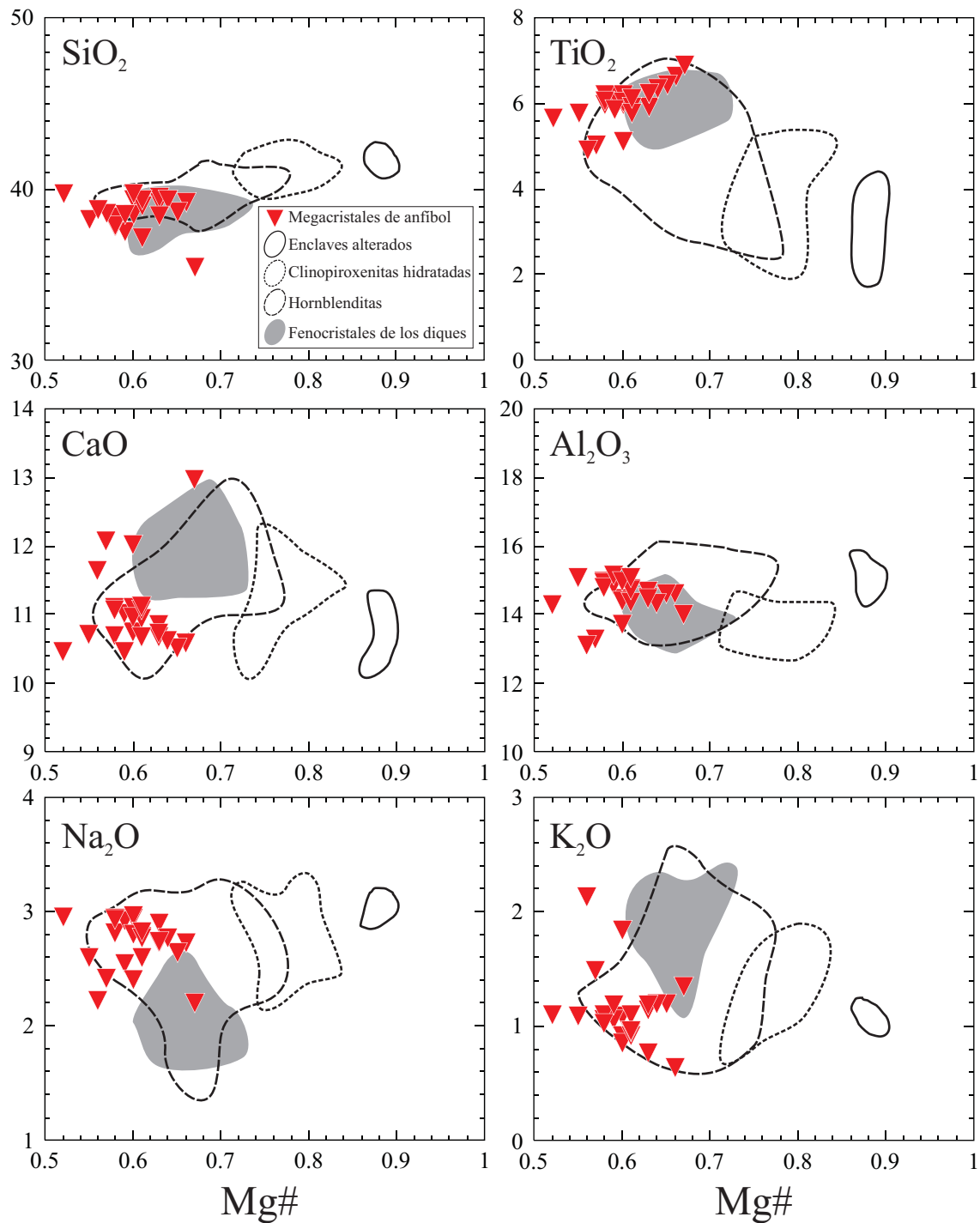


Figura III.35. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los megacristales de anfíbol presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Los datos se comparan con los campos composicionales correspondientes a los anfíboles de los tres tipos de enclaves máficos y ultramáficos del SCE en los que aparece este mineral, y que fueron descritos anteriormente, así como con el que definen los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos y diabasas. Se aprecia que los megacristales, en su conjunto, muestran una clara similitud con respecto a los enclaves de hornblenditas, y en menor medida con los fenocristales, diferenciándose claramente del resto de anfíboles de enclaves ultramáficos del SCE.

esta similitud es mayor para los xenolitos de hornblenditas. Los espectros normalizados al condrito y al manto primitivo de las REE y elementos traza incompatibles siguen el mismo patrón y poseen abundancias similares a las de las hornblenditas, con las REE dando lugar a una forma convexa y el pico a la altura del Nd y el resto de trazas marcando anomalías positivas de Ba, Nb-Ta, Sr y Eu y anomalías negativas de Th-U y Zr-Hf (Figura III.36A-B). Los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas y el del enclave alterado

Tabla III.18. Composición de elementos traza de los megacristales de anfíbol presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	102129-1	102129-2	102129-3	102129-4	102129-5	102129-6	102129-8	102131-14
Ba	292	277	366	355	350	328	358	269
Rb	4.74	5.31	6.73	7.32	6.34	6.47	6.73	5.72
Sr	705	733	832	758	777	767	747	544
Th	0.20	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.17	0.11
U	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.09	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Zr	60.4	60.6	68.4	58.2	59.2	56.0	59.3	41.5
Nb	37.6	40.2	46.4	40.3	40.5	39.7	45.4	30.3
Y	27.8	28.8	29.8	26.7	26.6	24.6	28.5	20.4
V	347	348	367	386	392	377	383	302
Ni	175.1	72.29	66.13	178.30	59.66	49.66	150.30	137.60
CrI	49.81	24.69	14.76	87.67	44.92	44.02	40.97	35.96
Ta	1.53	1.71	1.81	1.77	1.84	1.75	2.33	1.29
Hf	1.53	1.71	2.59	2.12	1.86	1.97	2.06	1.44
La	7.28	6.76	8.27	7.42	7.85	7.34	7.56	5.26
Ce	24.33	24.68	27.53	23.78	23.87	22.93	25.48	17.59
Pr	3.91	3.90	4.51	3.76	3.76	3.66	4.31	2.82
Nd	21.10	23.45	25.31	20.97	20.94	20.20	23.29	16.49
Sm	5.94	7.07	7.56	5.93	5.70	6.31	7.95	4.63
Eu	2.84	2.38	2.75	2.57	2.60	2.63	2.72	1.77
Gd	7.01	7.66	6.96	5.83	6.28	6.22	7.05	5.93
Tb	0.97	0.92	1.27	0.93	1.10	0.99	0.98	0.78
Dy	5.31	6.19	6.95	5.76	5.19	5.22	6.16	3.99
Ho	1.02	1.27	1.18	1.01	1.17	1.20	1.17	0.75
Er	2.31	3.26	3.08	2.52	2.75	3.15	2.97	1.81
Tm	0.42	0.38	0.46	0.30	0.33	0.33	0.33	0.33
Yb	2.77	2.72	2.72	2.15	2.25	2.41	2.52	1.65
Lu	0.39	0.31	0.39	0.27	0.32	0.33	0.30	0.25
LREE	62.56	65.86	73.18	61.85	62.11	60.43	68.59	46.80
HREE	20.20	22.72	23.03	18.75	19.39	19.84	21.49	15.49
REE	85.60	90.96	98.96	83.17	84.10	82.90	92.80	64.06

d.l.d.: por debajo del límite de detección

104546B están ligeramente más enriquecidos en las LREE (fundamentalmente La y Ce) respecto a los megacristales, por lo que el pico del espectro de REE lo sitúan a la altura del Ce (Figura III.36C).

Similares composiciones de anfíboles ricos en Ti y Al (normalmente pargasitas o kaersutitas) son frecuentes en megacristales formados por cristalización a elevada presión a partir de un fundido básico o ultrabásico alcalino, siendo relativamente frecuente que presenten relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ (Vinx & Jung, 1977; Reid & Le Roex, 1988; Capedri et al., 1989; Shaw & Eyzaguirre, 2000). Los contenidos en elementos traza también son parecidos, siendo una de sus características más importantes la presencia de espectros convexos de REE, ligeramente empobrecidos en La-Ce respecto a Nd (Irving & Frey, 1984; Shaw & Eyzaguirre, 2000).

III.3.3. PLAGIOCLASA

III.3.3.1. Petrografía

Son, junto con los anfíboles, los megacristales más abundantes y los que desarrollan mayor tamaño, aunque variable (entre 100-200 μm y más de 2 cm). Casi siempre dan lugar a formas redondeadas y

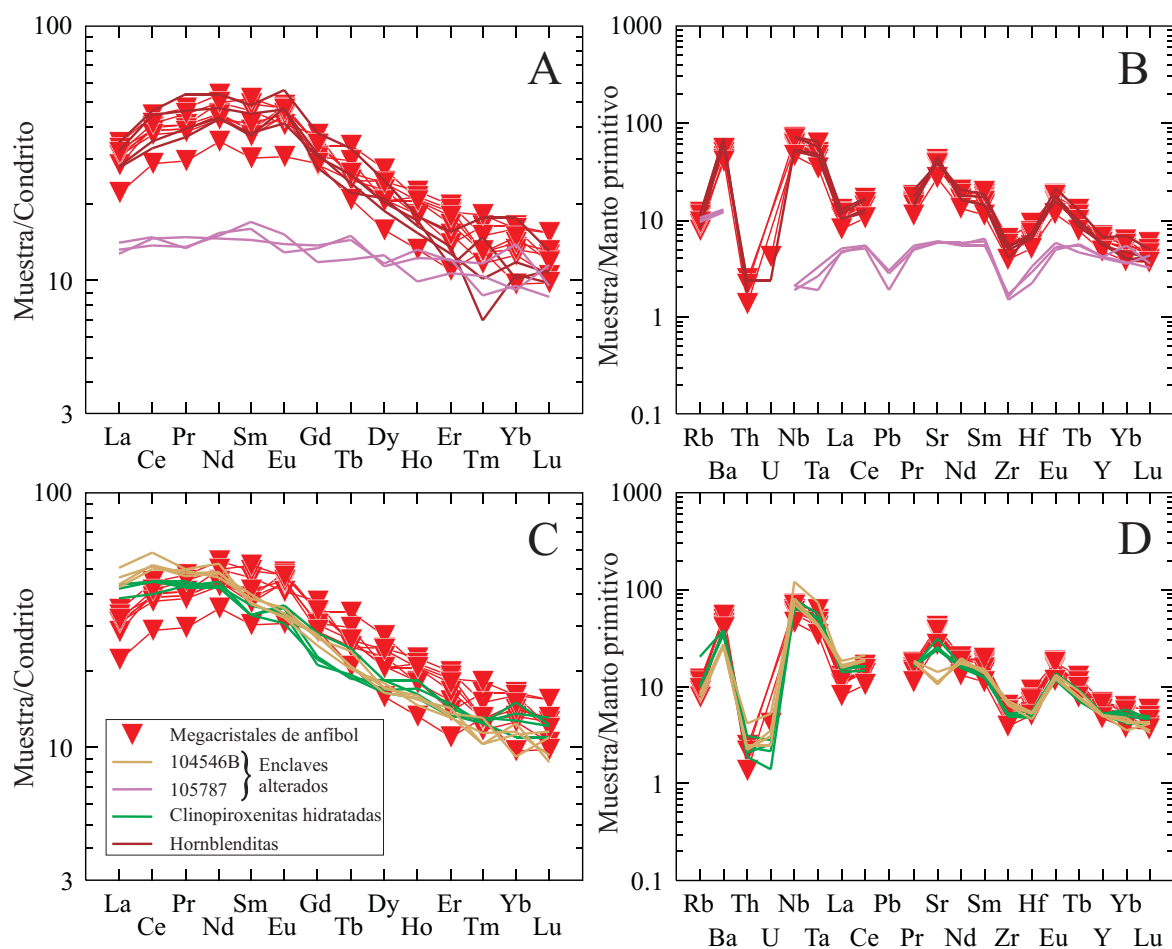


Figura III.36. Composición de tierras raras (A y B) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (C y D) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los megacristales de anfíbol presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. A modo de comparación se han proyectado también los patrones que definen los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Queda de manifiesto la similitud general que existe entre los megacristales y los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas, el enclave alterado 104546B y, sobre todo, las hornblenditas.

alotriomorfos (Figura III.31A-C). Presentan macla polisintética y están sericitizadas con relativa frecuencia. Muy a menudo se pueden ver fenómenos de corrosión por parte del fundido, desarrollando ocasionalmente coronas constituidas por otra plagioclase más anortítica (Figura III.31B). Al igual que le ocurría a los anfíboles, son abundantes en Peguerinos y en Bernuy Salinero, pero no aparecen en San Bartolomé de Pinares.

III.3.3.2. Composición química

Todos los megacristales de plagioclase se clasifican como andesinas en el diagrama Or-Ab-An, con contenidos en la molécula de anortita entre An_{34-42} (Figura III.37). Su composición de elementos mayores (Tabla III.19) se proyecta dentro del campo definido por las plagioclases de los enclaves hornblendíticos y dentro del correspondiente al grupo de fenocristales más sódicos de los diques de diabasas del SCE (Figura III.37). También los patrones de elementos traza (composición en Tabla III.20) siguen los espectros normalizados al condrito y al manto primitivo de las plagioclases de dichos enclaves, con la única excepción del Rb (mayor en los enclaves hornblendíticos) (Figura III.38). Los fenocristales tienen contenidos mayores para la mayoría de los elementos traza, con la excepción del Sr.

Tabla III.19. Composición de elementos mayores de los megacristemas de plagioclase de los lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892-31	101892-38	102129-25	102131-76	102135-103	102147A-93	102147A-96	103489-50	104867-79
SiO ₂	56.52	57.31	58.88	57.57	57.17	57.43	58.54	58.00	59.23
TiO ₂	0.08	0.00	0.04	0.06	0.10	0.04	0.08	0.05	0.00
Al ₂ O ₃	27.09	26.80	25.56	26.31	26.26	25.37	24.79	25.71	25.44
FeO	0.10	0.14	0.08	0.18	0.24	0.14	0.14	0.19	0.07
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00
MgO	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.06	0.01	0.00
CaO	9.06	8.93	7.57	8.45	8.56	8.26	8.07	7.29	7.27
Na ₂ O	6.10	6.06	7.04	6.30	6.18	6.75	6.96	6.85	7.41
K ₂ O	0.36	0.39	0.76	0.46	0.70	0.77	0.79	0.90	0.56
Total	99.34	99.66	100.00	99.37	99.25	98.79	99.43	99.03	99.98
Cationes calculados en base a 32 O									
Si	10.216	10.311	10.551	10.384	10.348	10.452	10.575	10.473	10.589
Ti	0.011	0.000	0.005	0.008	0.014	0.005	0.011	0.007	0.000
Al	5.766	5.678	5.394	5.588	5.598	5.437	5.274	5.467	5.356
Fe	0.015	0.021	0.012	0.027	0.036	0.022	0.022	0.028	0.010
Mn	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg	0.007	0.008	0.009	0.011	0.006	0.009	0.015	0.003	0.000
Ca	1.755	1.721	1.453	1.633	1.660	1.611	1.562	1.410	1.393
Na	2.138	2.114	2.446	2.203	2.169	2.382	2.438	2.398	2.569
K	0.084	0.090	0.174	0.107	0.162	0.179	0.182	0.208	0.128
Suma Cat.	19.992	19.943	20.049	19.961	19.995	20.097	20.079	19.997	20.045
Términos finales									
Ab	53.8	53.9	60.1	55.9	54.3	57.1	58.3	59.7	62.8
An	44.1	43.8	35.7	41.4	41.6	38.6	37.4	35.1	34.1
Or	2.1	2.3	4.3	2.7	4.1	4.3	4.4	5.2	3.1

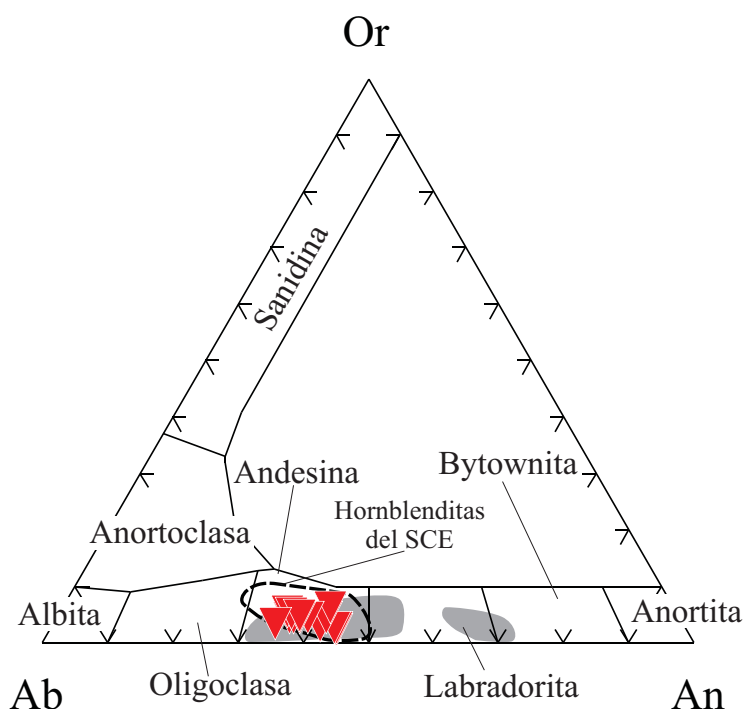


Figura III.37. Clasificación de los megacrismos de plagioclasa presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Todos los megacrismos se proyectan en el campo que definen las plagioclasas de los enclaves de hornblenditas definido en apartados previos (tipo IV) y también dentro del campo de los fenocrismos de plagioclasa menos anortíticos presentes en los diques de diabasas del SCE.

Tabla III.20. Composición de elementos traza de los megacrístales de plagioclasa de los lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892-12	101892-13	101892-15	102129-7	102129-9	102131-15	102131-17
Ba	331	321	303	325	273	322	377
Rb	2.57	2.06	2.75	1.91	2.04	3.13	2.49
Sr	2722	2480	2484	2627	2145	2462	2652
U	d.l.d.	0.04	d.l.d.	d.l.d.	0.06	d.l.d.	0.06
Zr	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.52	0.48	d.l.d.	0.65
Nb	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.17	0.24	0.32	d.l.d.
Y	0.20	0.24	0.20	d.l.d.	0.34	0.32	0.22
V	0.38	0.40	0.67	0.43	0.74	d.l.d.	0.56
Ni	127	120	117	149	135	169	135
Cr	49.4	50.4	49.7	52.3	45.4	50.2	42.9
Ta	d.l.d.	0.07	0.07	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Hf	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.17	d.l.d.	d.l.d.
La	4.83	5.10	4.33	4.87	4.19	4.91	5.76
Ce	7.00	6.88	6.74	7.25	5.67	5.54	7.00
Pr	0.60	0.64	0.53	0.49	0.39	0.45	0.60
Nd	2.04	2.34	1.67	1.80	1.79	1.75	1.88
Sm	0.47	0.43	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.52	d.l.d.
Eu	1.11	1.39	1.28	1.32	1.18	1.14	1.66
Gd	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.52	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Tb	d.l.d.	0.07	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.10
Dy	d.l.d.	0.27	0.24	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ho	0.08	0.04	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.10	d.l.d.
Er	d.l.d.	d.l.d.	0.14	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.15
Tm	d.l.d.	0.04	0.06	0.09	d.l.d.	0.05	d.l.d.
Yb	d.l.d.	0.19	0.18	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Lu	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.05	0.10	d.l.d.

d.l.d.: por debajo del límite de detección

Los megacrístales de plagioclasa presentes en los lamprófidos alcalinos del SCE representan un campo composicional, en cuanto a las moléculas de ortosa, albíta y anortita, relativamente estrecho en comparación con el amplio espectro de composiciones de megacrístales de plagioclasa formados a partir de fundidos básicos de la literatura, que abarcan desde términos más anortíticos, próximos a la bytownita, hasta otros mucho más sódicos de tipo anortoclasa (Irving & Frey, 1984; Reid & Le Roex, 1988; Halama et al., 2002), siendo explicados como fases cristalizadas en profundidad. Los contenidos en REE son parecidos también a los de los megacrístales formados a partir de basaltos a elevada presión, con un claro fraccionamiento en las LREE y anomalía positiva de Eu (Irving & Frey, 1984).

Los megacrístales de plagioclasa podrían ser, por lo tanto, cristales formados en una cámara magmática en profundidad a partir de un fundido de tipo basáltico, que podría corresponder con un magma genéticamente relacionado con los diques de lamprófidos y diabasas que los transportan. No obstante, la similitud composicional con los enclaves de tipo hornblendita hace pensar que los megacrístales podrían ser, también, fragmentos de dichos xenolitos o, en cualquier caso, estar ligados al origen de los mismos. Esto se considerará con mayor detalle en el apartado de discusión.

III.3.4. ESPINELA

III.3.4.1. Petrografía

Como les ocurría a la mayoría de los clinopiroxenos, no pueden denominarse megacrístales s.s, sino macrocristales, dado que son de pequeño tamaño (no sobrepasan los 2 mm), pero muestran en todos los casos texturas de desequilibrio, fundamentalmente bordes corroídos y formas alotriomorfas

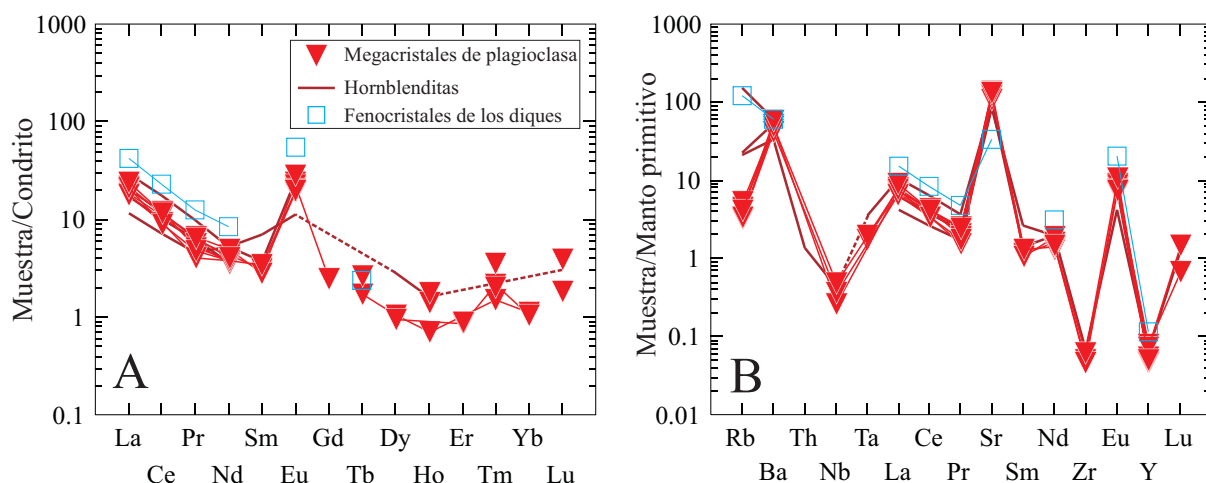


Figura III.38. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los megacristemas de plagioclasa presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Se ha proyectado, también, la composición de un fenocristal de plagioclasa presente en dichos diques y de las plagioclasas de los enclaves hornblendíticos (tipo IV). En todos los casos se aprecia la existencia de una similitud general en el patrón que describen todos ellos, salvo, quizá, en el contenido de Rb, mucho menor en los megacristemas.

Tabla III.21. Composición en elementos mayores de los macrocristales de espinela de los lamprófidos y diabasas del SCE

Tipo	Espinela verde				Espinela negra				
Muestra	104545B-12	102142-32	104553A-26	104553A-23	104553A-24	104867-72	101892A-56	101892-25	101892-26
SiO ₂	0.05	0.10	0.11	0.97	0.11	0.07	0.07	0.10	0.10
TiO ₂	0.16	0.34	0.24	1.34	1.46	1.62	1.34	0.31	0.39
Al ₂ O ₃	65.30	64.25	62.91	50.50	52.24	55.48	55.47	60.40	60.39
NiO	0.03	0.15	0.04	0.03	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.20	0.21	0.02	0.13	0.10	0.02	0.03	0.02	0.04
FeO*	13.67	12.50	15.20	31.11	31.33	23.07	18.60	15.85	16.04
Fe ₂ O ₃ *	2.11	4.05	2.69	7.36	8.25	6.88	8.70	6.19	6.39
MnO	0.10	0.11	0.06	0.10	0.06	0.27	0.29	0.09	0.11
MgO	19.16	20.17	17.56	7.02	6.92	12.55	15.22	17.30	17.20
CaO	0.00	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00
Na ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	100.80	101.93	98.83	98.61	100.62	99.97	99.75	100.27	100.67
Mg#	0.69	0.69	0.64	0.25	0.25	0.44	0.51	0.59	0.59
Cationes calculados en base a 32 O									
Si	0.010	0.020	0.020	0.230	0.030	0.020	0.020	0.020	0.020
Ti	0.020	0.050	0.040	0.240	0.250	0.270	0.220	0.050	0.060
Al	15.600	15.280	15.500	14.030	14.280	14.500	14.380	15.040	15.010
Ni	0.000	0.020	0.010	0.010	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.030	0.030	0.000	0.020	0.020	0.000	0.010	0.000	0.010
Fe ³⁺	2.310	2.090	2.640	6.010	5.950	4.210	3.350	2.760	2.790
Fe ²⁺	0.320	0.610	0.420	1.280	1.410	1.130	1.410	0.970	1.000
Mn	0.020	0.020	0.010	0.020	0.010	0.050	0.050	0.020	0.020
Mg	5.790	6.070	5.480	2.470	2.400	4.150	4.990	5.450	5.410
Ca	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma C _Σ	24.110	24.200	24.120	24.320	24.370	24.330	24.430	24.310	24.320

*Fe³⁺ y Fe²⁺ calculados siguiendo el método de Droop (1987)

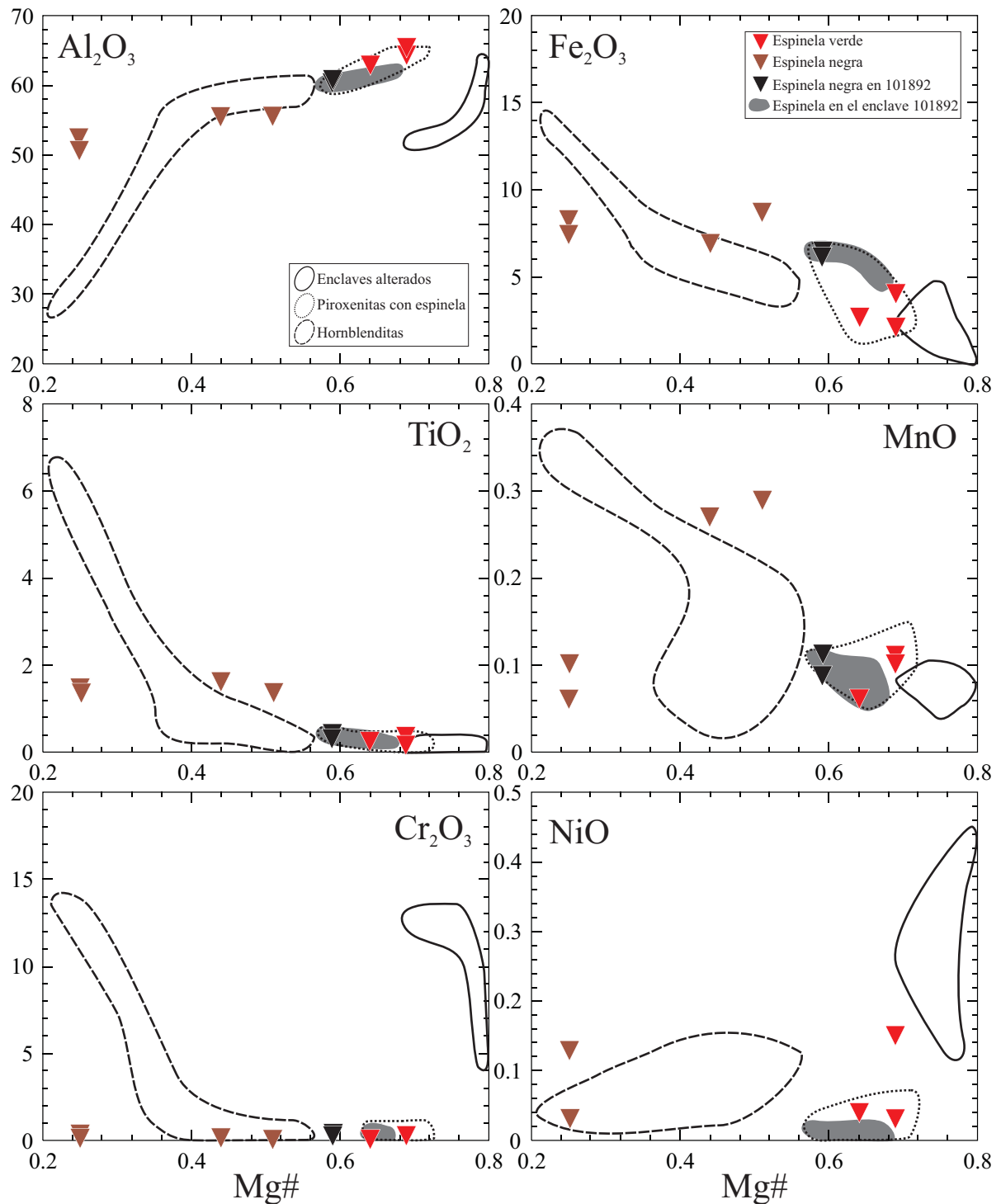


Figura III.39. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los megacrystalos de espinela presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Se compara su composición con la de las espinelas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE, así como se destaca la composición de los megacrystalos de espinela negra del dique de Peguerinos 101892 y el campo composicional de las espinelas negras del xenolito de clinopiroxenita foliada de ese mismo dique (enclave 101892). Queda de manifiesto la similitud de las espinelas negras con la composición de las espinelas de los enclaves de hornblenditas y la de las espinelas verdes con las de los xenolitos de piroxenitas con espinela. Los megacrystalos de espinela negra de la muestra 101892 quedan entre medias de ambos tipos de enclaves, pero se asemejan a la composición de las espinelas de la clinopiroxenita foliada 101892.

o subidiomorfos (Figura III.31D-F), que parecen indicar que no han sido formados directamente por el fundido que los transportó. Se pueden diferenciar 2 tipos de macrocrystalos de espinela: 1) espinela verde, alotriomorfa, de tamaño inferior a 1.8 mm y que puede aparecer asociada a macrocrystalos de piroxenos

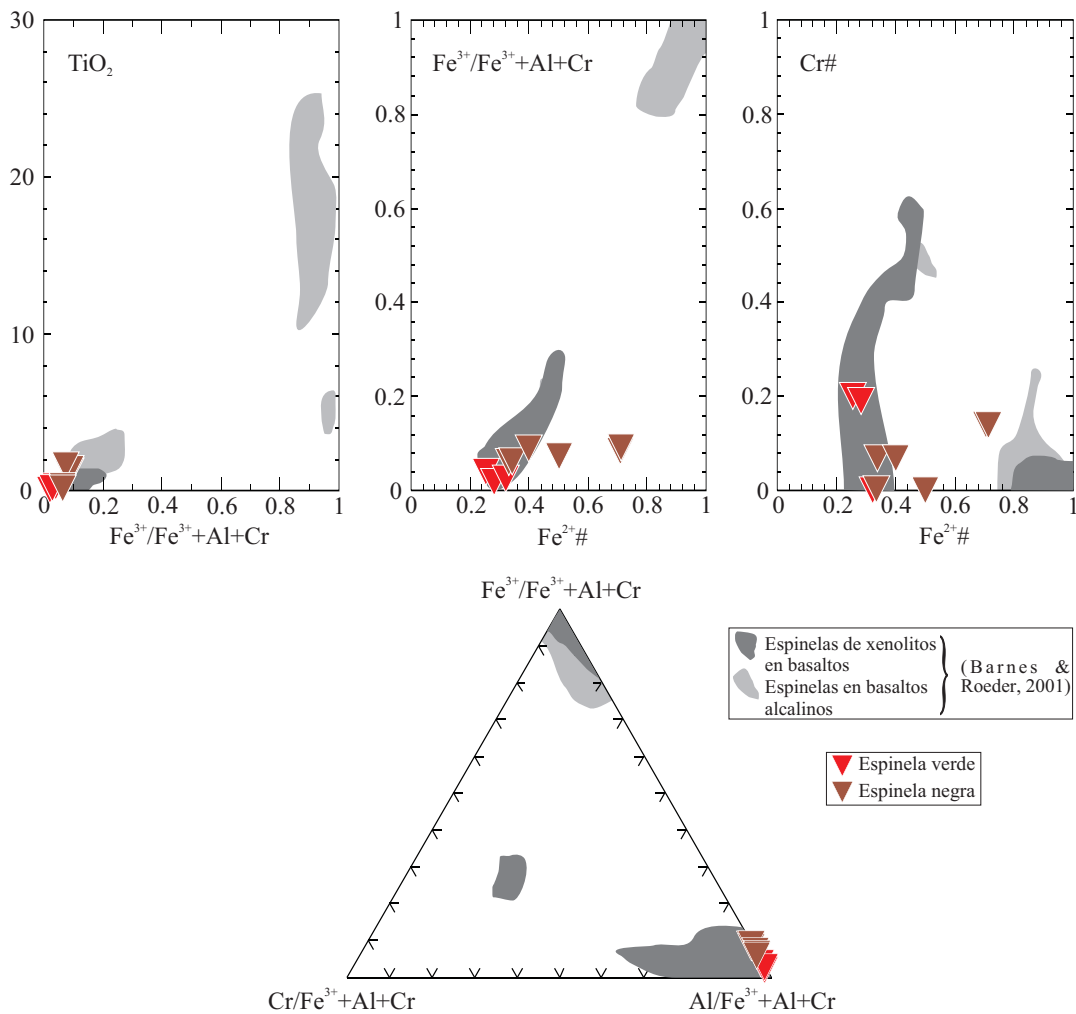


Figura III.40. Comparación de la composición (expresada en a.p.f.u.) de los megacristales de espinela presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE con respecto a los valores más frecuentes que muestran las espinelas de basaltos alcalinos y de los xenolitos presentes en estas últimas rocas.

incolores (Figura III.31D) y 2) espinela negra, subidiomorfos, no más grande de 1 mm y que suele estar asociada con macrocristales de clinopiroxeno púrpura (Figura III.31E-F). La espinela negra solamente se encuentra en el dique diabásico de Peguerinos.

III.3.4.2. Composición química

Los dos tipos de espinelas son ricas en Al y Mg y pobres en Cr, por lo que forman parte de la serie del pleonasto (espinela s.s. - hercinita) (Tabla III.21). Presentan unos rangos composicionales muy amplios, con valores de Mg# en el rango 0.25-0.69 (Figura III.39). Dan lugar a una tendencia general de disminución de Al y aumento de Ti y Fe (tanto Fe total como Fe^{3+}). Las espinelas verdes se diferencian claramente de las negras por poseer los mayores valores de Mg# (0.64-0.69), Al_2O_3 (62.9-65.3%) y menores de TiO_2 (0.16-0.34%) y Fe_2O_3 (2.1-4.1%) (Figura III.39). Las espinelas negras alcanzan valores de TiO_2 y Fe_2O_3 de 1.62% y 8.7%, respectivamente. En conjunto, su contenido en Cr_2O_3 no supera el 0.21%.

Las espinelas verdes poseen una composición que coincide enteramente con la de las espinelas de los xenolitos de piroxenitas con espinela, diferenciándose además de los otros enclaves por los valores de Mg# y Al (Figura III.39). Las espinelas negras, sin embargo, se proyectan preferentemente hacia el campo definido por las espinelas de los enclaves hornblendíticos, aunque en los términos más férricos existan

grandes diferencias (éstas sin embargo podrían deberse a que la parte de menor Mg# del campo de las hornblenditas está marcada por un único enclave cuyos minerales presentan una composición diferente al resto, es el enclave 104543B con Cr-espinela rica en Fe) y los términos más magnésicos se proyectan dentro del campo de los enclaves de piroxenitas con espinela. Los fenocristales de espinela de los diques de lamprófidos se desmarcarían de la composición de los megacrístales por corresponder, fundamentalmente, a la serie ulvoespinela-magnetita (los contenidos en Al_2O_3 no superan el 10%).

Se ha destacado, también, en la figura III.39 la composición de las espinelas del enclave de clinopiroxenita foliada 101892. Estas son de color negro, pero, como se aprecia en la figura, son las que marcan el tránsito composicional desde términos próximos a los de los macrocristales de espinelas verdes hasta los de macrocristales de espinelas negras. Esto parece indicar que debe existir cierta relación entre los macrocristales de espinela negra de la muestra 101892 y la clinopiroxenita foliada de dicha muestra.

Al compararlos con las espinelas de distintos tipos de rocas básicas y ultrabásicas, la composición de los megacrístales de espinela se proyecta principalmente en los campos definidos por Barnes & Roeder (2001) para espinelas de xenolitos en basaltos alcalinos (considerándose dentro de dicho campo los valores más frecuentes en dichas rocas) (Figura III.40). Al igual que le ocurría a las espinelas más ricas en Fe de los enclaves de hornblenditas, algunos de los cristales de espinelas negras se alejan del área que marca la mayor abundancia de análisis en xenolitos en basaltos.

III.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

III.4.1. EL ORIGEN DE LOS MEGACRISTALES

Son muchos los estudios en los que se ha observado la presencia de megacrístales de clinopiroxeno, anfíbol, flogopita, plagioclasa y espinela dentro de rocas alcalinas volcánicas, junto con enclaves peridotíticos, piroxeníticos y hornblendíticos (Binns et al., 1970; Best, 1974; Irving, 1974b; Vinx & Jung, 1977; Reid & Le Roex, 1988; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Bondi et al., 2002; Halama et al., 2002). El término megacrístal hace referencia, según los criterios de Clement et al. (1984) y Mitchell (1995), a minerales de gran tamaño (> 1 cm) incluidos en rocas volcánicas o filonianas. Su origen se ha explicado de diferentes maneras: 1) como xenocrístales cristalizados a elevada presión en una cámara magmática a partir de los fundidos parentales de las rocas que los incluyen (Irving, 1974b; Morten et al., 1980), o como fases cogenéticas de alta presión (Green & Hibberson, 1970) y 2) como fragmentación de acumulados de grano grueso (Faereth, 1978) o de venas pegmatíticas cristalizadas a partir de fundidos diferenciados en un rango de presiones y temperaturas (Irving, 1974b; Bodinier et al., 1987a; Andersen et al., 1987).

Como se deduce del apartado de descripción petrográfica, únicamente los megacrístales de anfíbol, plagioclasa y, en menor medida, clinopiroxeno y espinela cumplen con los criterios que definen a los megacrístales. Discutiremos ahora el origen de cada mineral y su posible relación con los enclaves máficos y ultramáficos que transportan los lamprófidos del SCE.

III.4.1.1. Clinopiroxenos

Las texturas alotriomorfas y el pequeño tamaño que normalmente muestran los xenocrístales de clinopiroxeno de tipo I (incolores), sugieren que su origen puede estar más cerca de la fragmentación de otras rocas que de la cristalización a elevada presión. Por su petrografía (ausencia de zonado, aspecto incoloro) y por su química de elementos mayores, únicamente pueden relacionarse con los xenolitos de piroxenitas con espinela. Sus valores de $Mg\#$ (0.76-0.86) no son tan altos como para acercarse al grupo de los enclaves alterados y los elevados contenidos en Al son característicos de las piroxenitas con espinela (Figura III.33). Además, tanto estos enclaves como los xenocrístales de clinopiroxeno de tipo I aparecen exclusivamente en el dique de Peguerinos y asociados a dichos xenolitos. Las piroxenitas con espinela suelen presentar texturas granoblásticas o miloníticas, es decir, son rocas equilibradas en estado sólido, lo cual reafirma el que los clinopiroxenos incolores se deriven de dichos xenolitos por fragmentación.

Los clinopiroxenos de tipo II (púrpuras) sí pueden alcanzar tamaños considerables (> 1 cm) y además son entre subidiomorfos e idiomorfos. Ambas cosas apuntan a un origen como acumulados de alta presión. No obstante, con mucha frecuencia son cristales relativamente pequeños, pueden desarrollar un zonado químico hacia borde y, en ocasiones, incluyen anfíbol marrón. Todas estas características hacen pensar que podrían estar emparentados con los enclaves de hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol. La química de elementos mayores así lo pone de manifiesto, con altas concentraciones de Na_2O (hasta 1.1%) y TiO_2 (hasta 1.6%) (Figura III.33). Teniendo en cuenta que las hornblenditas son, posiblemente, acumulados en una cámara magmática profunda que no deben haber permanecido en estado sólido mucho tiempo antes de ser atrapados por el fundido filoniano (ver discusión del origen de los enclaves), los cristales mayores

de clinopiroxenos púrpuras, con formas idiomórfas, podrían considerarse fenocristales de alta presión generados a partir de un magma alcalino genéticamente relacionado con el que da origen a los diques y a los enclaves de hornblenditas. Los cristales de menor tamaño y, sobre todo, los que poseen inclusiones de anfíbol, deben ser fragmentos de esos acumulados de clinopiroxenitas ricas en anfíbol que se estaban formando en profundidad. Hay que destacar que no se han encontrado megacrístales de clinopiroxeno púrpura en el grupo de diques de lamprófidos isotópicamente enriquecidos, por lo que consideramos que todos los clinopiroxenos de tipo II (púrpuras) deben haberse formado a partir de un magma cuya fuente era un manto empobrecido isotópicamente (diques de Bernuy Salinero y Peguerinos).

Las estimaciones de presión calculadas a partir de la composición química (usando el barómetro de Nimis & Ulmer, 1998; ver Tabla III.22 en la discusión de los enclaves) corroboran lo que se acaba de decir. La presión media estimada para los clinopiroxenos de tipo I es de 10.2 kbar, muy parecida a la media de los enclaves de piroxenitas con espinela (10 kbar). Los clinopiroxenos de tipo II definen una presión estimada de 9.4 kbar, algo superior a los valores de las hornblenditas. Esto podría deberse a que estos enclaves representan una media de composiciones muy heterogéneas de clinopiroxenos, entre composiciones primitivas y relativamente diferenciadas, mientras que los cálculos hechos para los megacrístales de tipo II corresponden con clinopiroxenos más homogéneos y relativamente primitivos ($Mg\# > 0.75$).

III.4.1.2. Anfíboles y plagioclasas

Estos dos minerales cumplen perfectamente con la definición de megacrístales: ambos muestran tamaños por encima de 1 cm con mucha frecuencia, alcanzando el anfíbol más de 4 cm. Existen varias razones por las que estos dos minerales no pueden haberse formado a partir de la cristalización directa de los fundidos que representan a los diques que transportan estos megacrístales: 1) ambos minerales muestran coronas de reacción y bordes corroídos que implican el desequilibrio con el fundido, 2) la mayoría de los megacrístales de anfíbol poseen valores de $Mg\#$ (0.52-0.67) superiores a las de los diques en los que con

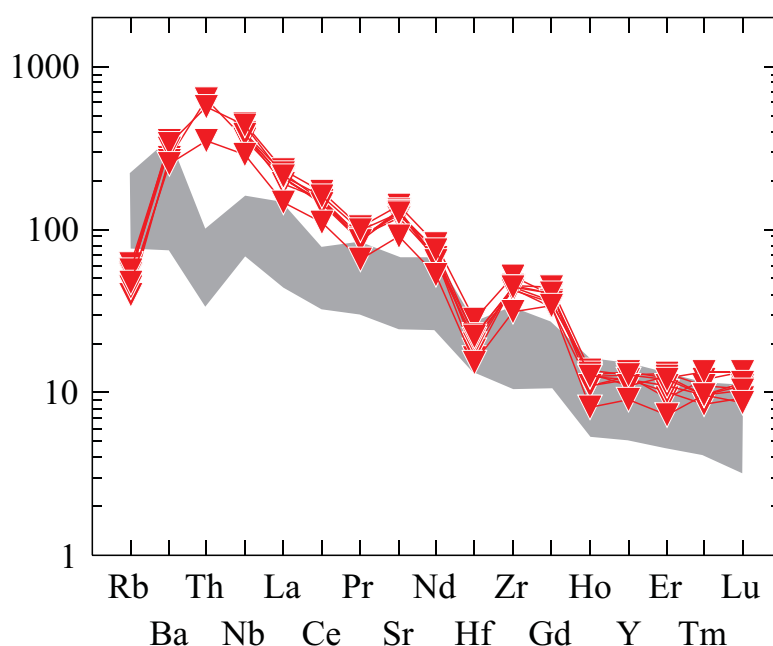


Figura III.41. Composición de elementos traza incompatibles de los líquidos en equilibrio con los megacrístales de anfíbol presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, en comparación con el rango composicional de dichos diques (área sombreada). El cálculo de los fundidos en equilibrio se ha hecho utilizando los coeficientes de distribución anfíbol/fundido basanítico de LaTourrette et al. (1995).

mayor frecuencia se encuentran incluidos ($Mg\# = 0.43-0.53$; diques de Peguerinos y Bernuy Salinero) y 3) la composición química de los líquidos en equilibrio con los anfíboles, determinada para los elementos traza en función de los coeficientes de distribución anf/fundido basanítico de LaTourrette et al. (1995) es distinta a la de los diques lamprofídicos del SCE (Figura III.41), estando más enriquecida en algunos de los elementos más incompatibles.

Otra posibilidad que se nos plantea es la de que los megacristales de anfíbol representen fragmentos de rocas encajantes. Al comparar la composición de elementos mayores y trazas de estos megacristales con la de las mismas fases en los xenolitos máficos y ultramáficos del SCE, resulta evidente la similitud composicional con los enclaves de hornblenditas (Figura III.35 y III.36). Sin embargo, no resulta probable que los megacristales sean fragmentos derivados de ellos, puesto que el tamaño de los minerales de estos enclaves es mucho menor que el que muestran los megacristales y, además, estos últimos, en ocasiones, poseen formas idiomorfas. No es frecuente, tampoco, que los megacristales de anfíbol y plagioclasa vayan acompañados por otras fases minerales de las hornblenditas. Por otro lado, la composición en REE de los megacristales de anfíbol es igual a la de los anfíboles de las hornblenditas, correspondiendo con la de anfíboles acumulados a partir de fundidos basálticos (Irving & Frey, 1984). Los megacristales de plagioclasa se diferencian claramente de los feldespatos presentes en los xenolitos de granulitas de la corteza inferior (Figura III.42), por lo que no resulta posible que procedan de la fragmentación de dichos xenolitos, pero son claramente similares a las plagioclasas que constituyen los enclaves de hornblenditas (Figura III.37).

La prueba más concluyente de la relación entre los megacristales de anfíbol y los xenolitos hornblendíticos es la composición isotópica de uno de los megacristales de anfíbol. Ésta es muy parecida a la de los enclaves de hornblenditas isotópicamente empobrecidas y al conjunto de diques relacionados (Figura III.28). Por todo ello, el origen más probable de los megacristales de anfíbol y plagioclasa es el de acumulados de alta presión, formados a partir de fundidos similares a los que originaron los enclaves de hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol. Ambos materiales serían englobados posteriormente en el

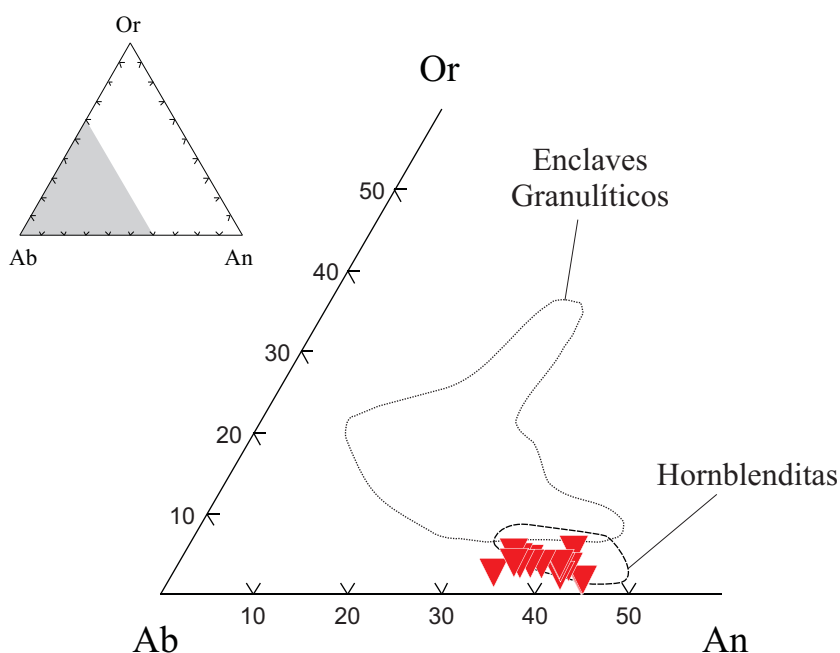


Figura III.42. Comparación de la composición en las moléculas de Ab, Or y An de los megacristales de plagioclasas presentes en los diques de lamprofídicos y diabasas del SCE con la de las plagioclasas de los enclaves de hornblenditas del SCE (tipo IV) y con las de los xenolitos de granulitas de la corteza inferior (campo extraído de los datos de Villaseca et al., 1999).

líquido lamprofidico filoniano.

III.4.1.3. Espinelas

Como ocurría con el clinopiroxeno de tipo I, las espinelas no alcanzan grandes tamaños en ningún caso, de hecho no se ha visto que sobrepasen los 2 mm, por lo que habría que considerarlos macrocristales. Como tales, podrían corresponder con fragmentos de rocas encajantes o acumulados formados en cámaras magmáticas profundas (p.e. Faereth, 1978; Irving, 1974b), pero también resultaría posible que fueran fases cristalizadas a elevada presión por un magma básico (p.e. Morten et al., 1980), aunque no hubiesen llegado a alcanzar un gran tamaño. En el caso de ser fragmentos, la disgregación se habría producido a partir de los enclaves de piroxenitas con espinela y de hornblenditas, puesto que son los xenolitos que contienen espinelas con características similares a las de los xenocristales.

Los xenolitos de piroxenitas con espinela poseen, en su mayoría, espinela verde, cuya composición de elementos mayores es muy similar a la de los xenocristales de espinela verde (Figura III.39). En este sentido, el origen de este mineral como fragmentos de dichos enclaves resulta claro. La espinela negra supone un caso algo más complejo en el sentido de que su composición en elementos mayores se encuentra a medio camino entre los campos definidos por los xenolitos de piroxenitas con espinela y de hornblenditas (Figura III.39). Por sus características petrográficas (fundamentalmente su color negro) se relacionarían con las hornblenditas y con la clinopiroxenita foliada con espinela 101892. Este último enclave, que ha sido clasificado en primer lugar junto con el resto de piroxenitas con espinela en función de su composición modal, parece estar, sin embargo, más relacionado con el grupo de las hornblenditas, como dejan de manifiesto datos de química mineral y, sobre todo, isotópica (Figura III.28). En la figura III.39 puede apreciarse que los xenocristales de espinela negra que se salen del rango correspondiente a las hornblenditas son las que poseen una composición parecida a las espinelas negras del enclave 101892, lo que implica que estos xenocristales sí están ligados únicamente a los xenolitos de hornblenditas y no a las piroxenitas con espinela.

En vista de esto, podría pensarse que también las espinelas negras, como se ha visto para los megacrístales de anfíbol y plagioclasa, son productos directos de cristalización de los fundidos y no fragmentos de las hornblenditas. El pequeño tamaño de los cristales induce a pensar que la mayoría podrían ser fragmentos, pero algunos de ellos son entre subidiomorfos e idiomorfos, por lo que resulta muy probable que al menos parte de ellos se hayan formado como cristales tempranos a elevada profundidad.

En resumen, podríamos decir que los xenocristales de clinopiroxeno incoloro (tipo I) y los de espinela verde que aparecen dentro de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE, corresponden con fragmentos de los enclaves de piroxenitas con espinela. Por otro lado, los xenocristales y megacrístales de clinopiroxeno púrpura (tipo II), anfíbol, plagioclasa y espinela negra, corresponden, bien con fragmentos de los enclaves de hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol (caso de algunos cristales de clinopiroxenos y espinela alotriomorfos de menor tamaño), bien con acumulados formados directamente por cristalización a alta presión en cámaras magmáticas próximas al límite corteza-manto a partir de fundidos similares a los que originaron los enclaves de hornblenditas, cuya composición isotópica corresponde con fuentes mantélicas empobrecidas.

III.4.2. ESTIMACIONES DE PRESIÓN Y TEMPERATURA

Para estimar las condiciones de presión y temperatura a las que se formaron los enclaves y megacrístales del SCE hemos aplicado geotermómetros y geobarómetros basados, principalmente, en la composición de elementos mayores del clinopiroxeno y el anfíbol sobre un número representativo de xenolitos de cada tipo y sobre los megacrístales. La ausencia de otros minerales inalterados, como granate, olivino u ortopiroxeno, en la mayoría de los enclaves, no nos ha permitido aplicar otros métodos de cálculo. Sin embargo, en la websterita 102131 sí hemos aplicado tres termómetros distintos basados en la química del ortopiroxeno y el clinopiroxeno (Wood & Banno, 1973; Wells, 1977; Brey & Köhler, 1990). Los resultados obtenidos, en su conjunto, están resumidos en la tabla III.22.

La temperatura media obtenida para los enclaves máficos y ultramáficos del SCE usando la termometría de un único piroxeno de Mercier (1980), que no precisa conocer la presión de formación, da como resultado un rango general de entre 848 y 1092 °C, dejando de lado el dato elevado de 1197 °C en la hornblendita 104543B. No existen grandes diferencias entre los resultados para los enclaves alterados (981-1051 °C), las piroxenitas con espinela (1037-1080 °C) y las clinopiroxenitas hidratadas (970-1092 °C), mientras que las hornblenditas dan lugar a una variación mucho mayor, entre 848 y 1197 °C. Salvo por este último valor, la mayoría de los xenolitos de hornblenditas proporcionarían temperaturas en general inferiores a las del resto de grupos de enclaves (848-1065 °C). Puede considerarse, además, que son estos xenolitos los que hacen que el rango general de temperaturas de los enclaves del SCE sea tan amplio.

En las piroxenitas con espinela, la termometría de dos piroxenos da un rango de temperaturas para la websterita 102131 (974-1016 °C) que está, en general, de acuerdo con las que se obtenían usando el termómetro de Mercier (1980), aunque los resultados sean inferiores en unos 60-70 °C de media (Tabla III.22).

Las variaciones que se observan en las estimaciones de la temperatura están controladas por las diferencias existentes en la composición del clinopiroxeno, tanto entre cristales de xenolitos diferentes, como por la heterogeneidad composicional existente, en algunos casos, en un único enclave. Así, los xenolitos cuyos piroxenos muestran una composición más homogénea, son los que poseen desviaciones estándar (σ) más bajas, calculadas para las estimaciones de T^a usando el geotermómetro de Mercier (1980), encontrándose entre ± 6 y ± 35 para las piroxenitas con espinela y entre ± 19 y ± 29 para los enclaves alterados (exceptuando el 104394 que tiene un valor de $\sigma = \pm 69$). El resto de enclaves poseen clinopiroxenos cuya composición es relativamente heterogénea. Las clinopiroxenitas hidratadas poseen valores de σ entre ± 5 y ± 104 y las hornblenditas entre ± 11 y ± 118 .

Para comprobar el efecto que ejerce el zonado de los clinopiroxenos sobre las estimaciones que se obtienen al aplicar el termómetro de Mercier (1980), hemos calculado la temperatura para un clinopiroxeno zonado de la clinopiroxenita rica en anfíbol 103489, cuya variación composicional está representada en la figura III.6 mediante una flecha. La temperatura para el núcleo del mineral (con $Mg\# = 0.8$) es de 1107 °C, mientras que la zona intermedia y el borde ($Mg\# = 0.71$) dan 1023 °C y 834 °C, respectivamente. Esto podría indicar que los xenolitos de hornblenditas con temperaturas medias estimadas más bajas (en el rango 848-927 °C) representarían condiciones de temperatura próximas a las estimadas usando los datos de bordes de clinopiroxenos cuyos núcleos son más primitivos, y que la temperatura fue variando a medida que cristalizaban los distintos clinopiroxenos que constituyen el enclave.

El geotermómetro de Otten (1984), basado en el contenido en Ti del anfíbol, da temperaturas medias generalmente superiores, en los enclaves de hornblenditas, a las que se obtenían con el de Mercier (1980)

Tabla III.22. Estimación de la presión y la temperatura de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	Tipo de enclave	Temperatura (°C)*				Presión (kbar)*	
		opx-cpx		Ti en anf	cpx	Nimis & Ulmer(1998)	cpx
		Wells (1977)	Wood & Banno (1973)				
104394	Alterado				981 ± 69		7.1 ± 1.5
104546B	Alterado			1032 ± 65	1051 ± 19		11.7 ± 1.1
105787	Alterado			936 ± 0.5	997 ± 29		10.8 ± 0.4
101892	Piroxenitas con Sp				1080 ± 35		11.1 ± 1.1
102131	Piroxenitas con Sp	974 ± 22	1016 ± 9	990 ± 12	1042 ± 19		10.9 ± 0.3
104395	Piroxenitas con Sp				1036 ± 26		8.8 ± 0.7
104543D	Piroxenitas con Sp				1037 ± 12		7.7 ± 0.3
104546C	Piroxenitas con Sp				1053 ± 16		11.7 ± 0.8
104553A	Piroxenitas con Sp				1078 ± 6		10.2 ± 0.3
103657B(2)	Clinopiroxenitas hidratadas				978 ± 35		9.6 ± 1.6
104534A	Clinopiroxenitas hidratadas			1019 ± 30	1085 ± 25		9.4 ± 1
104535	Clinopiroxenitas hidratadas			1000 ± 50	1034 ± 61		7.8 ± 0.3
104540A	Clinopiroxenitas hidratadas				1092 ± 5		7.8 ± 0.9
105788	Clinopiroxenitas hidratadas			1018 ± 11	970 ± 104		7.3 ± 1.4
103471	Homblenditas			1054 ± 29	1065 ± 78		7.3 ± 1
103489	Homblenditas			1022 ± 17	907 ± 118		8 ± 0.1
103657A	Homblenditas			1031			
104382	Homblenditas			1018 ± 26	918 ± 22		7.4 ± 0.1
104385	Homblenditas			1018 ± 39	927 ± 11		8.7 ± 0.4
104389	Homblenditas			988	886		6.8
104391B	Homblenditas			1020 ± 12	848		7
104392	Homblenditas			1033 ± 28	857 ± 83		6.7 ± 0.6
104529	Homblenditas			977 ± 12	1031 ± 27		7.7 ± 0.6
104543B	Homblenditas			1076 ± 19	1197 ± 17		8 ± 0.5
105785	Homblenditas			1036 ± 16	881 ± 45		7.5 ± 0.7
Cpx-incoloro (media)	Megacristal				1064 ± 21		10.2 ± 0.9
Cpx-púrpura (media)	Megacristal				1057 ± 30		9.4 ± 0.8
Anf (media)	Megacristal			1066 ± 13			

*La temperatura y la presión representan el valor promedio para cada geotermómetro y cada muestra ± el valor de la desviación estándar.

(con valores de σ por debajo de ± 39) (Tabla III.22). Los resultados para las clinopiroxenitas hidratadas son relativamente homogéneos (1000-1019 °C y σ entre ± 11 y ± 50), pero claramente variables para los enclaves alterados (936-1032 °C y σ entre ± 0.5 y ± 65).

La presión de equilibrio de los enclaves puede estimarse de una manera general por la ausencia de granate. El límite de estabilidad a baja presión estimado experimentalmente para el granate en enclaves de piroxenita se encuentra delimitado en un rango estrecho entre 11 y 13 kbar (Irving, 1974a; Griffin et al., 1984; Hirschmann & Stolper, 1996), lo que representaría menos de 40 Km en profundidad. La transformación subsólidos de la espinela en plagioclasa en xenolitos piroxeníticos tiene una incertidumbre mayor, pero ambos minerales se han encontrado coexistiendo a presiones por debajo de 8 kbar en experimentos con una clinopiroxenita con granate (Irving, 1974a), pero no es posible establecer, en función de dicha transformación, un límite inferior de presión más preciso para los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Hay que tener en cuenta que la presencia de plagioclasa en los xenolitos de hornblenditas no está relacionada con un proceso de recristalización mediante la desaparición de la espinela, sino que se trata de un mineral ígneo abundante en los sectores más gabroideos de este grupo de enclaves.

Las estimaciones de presión se han obtenido usando el barómetro de Nimis & Ulmer (1998), que únicamente considera la composición del clinopiroxeno (Tabla III.22). Hay que tener presente que este barómetro, que está calibrado para un amplio rango de composiciones entre básicas y ultrabásicas, se considera que proporciona los mejores resultados para acumulados piroxeníticos y megacrístales, e incluso para residuos de fusión en equilibrio, mientras que no sería de aplicación sobre clinopiroxenos reequilibrados con posterioridad a la cristalización. Esto hace que los resultados obtenidos para los xenolitos alterados y para las clinopiroxenitas hidratadas hayan de ser tomados de una manera orientativa, puesto que, como se discutirá posteriormente, resulta probable que un proceso de metasomatismo haya variado su composición original.

Las presiones más altas obtenidas son las de los enclaves alterados (7.1-11.7 kbar) y las de las piroxenitas con espinela (7.7-11.7 kbar), siendo parecidas en ambos grupos. Las presiones menores son las que dan los clinopiroxenos de las hornblenditas (6.7-8.7 kbar), estando las clinopiroxenitas hidratadas en un rango intermedio (7.3-9.6 kbar). Estos datos sugieren niveles de atrapamiento entre la corteza inferior y el límite entre el manto superior y la corteza. A pesar de que los xenolitos tipo I y III hayan podido sufrir un proceso de metasomatismo que haya variado la composición de los clinopiroxenos, teniendo en cuenta las restricciones, antes mencionadas, que establecen los estudios experimentales sobre la estabilidad del granate y la espinela en piroxenitas, las presiones reales de los enclaves alterados y las clinopiroxenitas hidratadas no pueden ser mucho mayores a las que calcula el barómetro de Nimis & Ulmer (1998).

Estos autores consideran cuatro posibles métodos de calibración de la presión en función de la composición de la roca: alcalina sin agua (BA), alcalina hidratada (BH), toleítica, (TH) y moderadamente alcalina (MA). Pese a que la calibración BH parece a priori la mejor aproximación para algunos de los xenolitos del SCE (aquellos que poseen minerales hidratados de tipo anfíbol o flogopita), los resultados obtenidos usando las temperaturas del geotermómetro de Mercier (1980) no son realistas. De una forma global, las presiones estimadas en dichos enclaves (los alterados con anfíbol, las clinopiroxenitas hidratadas y las hornblenditas) con la calibración BH se encontrarían en el rango 10-24 kbar, que debería reflejarse en la presencia frecuente de granate en la mayoría de ellos, lo cual está en contradicción con su composición modal. Por otro lado, Nimis & Ulmer (1998) mostraron que los resultados obtenidos con la calibración BA podría estar subestimada en 1 kbar por cada 1% H_2O en el fundido. Por esta razón los datos de presión que se han incluido en este trabajo se basan en la calibración BA (alcalina sin agua) que proporciona

presiones más bajas y con rangos de variación más estrechos (los valores de σ están entre ± 0.1 y ± 1.6), en concordancia con los resultados experimentales en xenolitos de piroxenitas (Irving, 1974a; Griffin et al., 1984; Hirschmann & Stolper, 1996). Esta calibración anhidra es independiente de la temperatura, por lo que las diferencias en la presión se deben únicamente a las variaciones composicionales del clinopiroxeno.

Las presiones estimadas usando la calibración BA probablemente se acerquen más al valor real en el caso de los xenolitos con paragénesis anhidras, principalmente las piroxenitas con espinela, que en el resto. Sin embargo, las diferencias entre los resultados obtenidos para las piroxenitas con espinela y los que proporcionan los xenolitos con mayor porcentaje de agua (clinopiroxenitas hidratadas y hornblenditas) son pequeñas (2-3 kbar) y podrían indicar un nivel litosférico de procedencia ligeramente más profundo para los xenolitos de piroxenitas con espinela y enclaves alterados.

La profundidad a la que se equilibraron los enclaves alterados y los xenolitos de piroxenitas con espinela, según se desprende de los cálculos de presión (~ 9 -12 kbar), puede estimarse entre 30 y 40 Km, es decir, cercano al límite entre la corteza inferior y el manto superior, próximo al moho. La discontinuidad de Mohorovicic, basándonos en datos geofísicos, está situada en la actualidad bajo el SCE entre 31 y 34 Km (Suriñach & Vegas, 1988).

Las estimaciones de presión en los xenolitos granulíticos que transportan los lamprófidos alcalinos del SCE, que aparecen conjuntamente con los enclaves máficos y ultramáficos, dan valores de presión

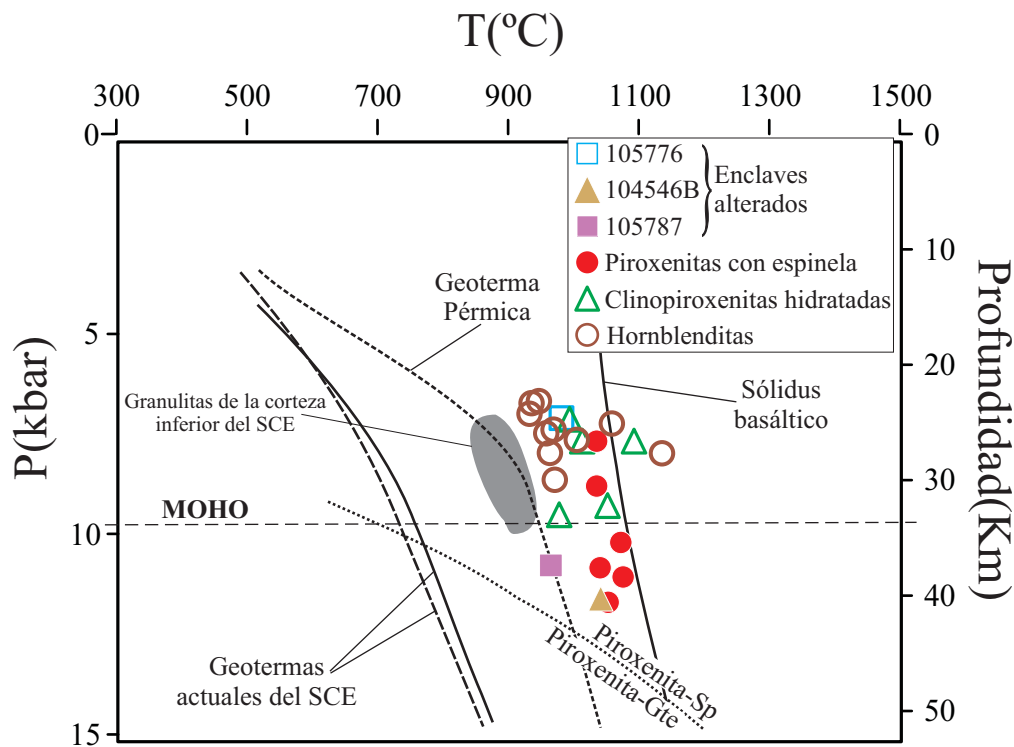


Figura III.43. Sección esquemática de la litosfera en el SCE junto con los datos de presión y temperatura de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Los valores de temperatura proyectados corresponden con la media de los resultados obtenidos usando el termómetro de Mercier (1980) y el de Otten (1984), mientras que los valores de presión son los obtenidos usando el barómetro de Nimis & Ulmer (1998). Se han presentado las geotermas actuales estimadas para el SCE (Tejero & Ruiz, 2002; Villaseca et al., 2005), así como la paleo-geotermia Pérmica extrapolada por los datos de condiciones P-T de equilibrio de los diferentes tipos de xenolitos de granulitas (Villaseca et al., 2005). Los datos correspondientes a las granulitas de la corteza inferior del SCE están extraídos de Villaseca et al. (1999). La curva de tránsito entre el campo de estabilidad de la espinela y el granate para rocas piroxeníticas y la línea del sólido basáltico están tomadas de Huang et al. (2004).

principalmente en el rango 8-10 kbar y temperaturas entre 850 y 950 °C (Villaseca et al., 1999). Estos datos son muy parecidos a los que se obtienen para los xenolitos de clinopiroxenitas hidratadas y hornblenditas, lo que sugiere que ambos grupos de enclaves podrían haberse estabilizado en la corteza inferior.

Las temperaturas estimadas para los megacrístales de clinopiroxeno, tanto incoloros como púrpuras, usando el termómetro de Mercier (1980), son muy parecidas (1064 ± 21 °C y 1057 ± 30 °C, respectivamente) y coinciden con los rangos calculados para los clinopiroxenos de los enclaves con los que podrían relacionarse por su química mineral (las piroxenitas con espinela y las hornblenditas). Las presiones, estimadas usando el barómetro de Nimis & Ulmer (1998), son algo superiores en los clinopiroxenos incoloros (10.2 ± 0.9), respecto a los púrpura (9.6 ± 1.2), que además muestran una desviación estándar mayor. Los primeros poseen una presión media estimada similar a la de las piroxenitas con espinela, mientras que la presión media estimada de los segundos es superior a la de los enclaves de hornblenditas, si bien el amplio valor de σ hace posible que se relacionen con ellos.

La temperatura media estimada para los megacrístales de anfíbol, usando el termómetro de Otten (1984), es de 1066 ± 13 , que coincide con el rango calculado para los anfíboles de las hornblenditas.

En la figura III.43 se han proyectado los datos de presión y temperatura de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. La presión corresponde con los resultados obtenidos usando el barómetro de Nimis & Ulmer (1998), mientras que la temperatura representa el valor medio, para cada enclave, considerando los resultados obtenidos mediante los termómetros de Mercier (1980) y Otten (1984). Las condiciones de equilibrio de estos xenolitos, a la edad de atrapamiento por parte de los diques lamprofídicos Pérmicos, sugieren un régimen termal en esta época bajo el SCE más caliente de lo que se podría esperar de un Moho normal en áreas estables, de acuerdo con las estimaciones de geotermas actuales en el SCE (Fernández et al., 1998; Tejero & Ruiz, 2002; Villaseca et al., 2005) y con una posible geoterma Pérmica estimada por Villaseca et al. (2005) en base a los datos de presión y temperatura obtenidos para xenolitos granulíticos de la corteza inferior (Villaseca et al., 1999). Las condiciones P-T establecidas para los xenolitos ultramáficos del SCE estarían, por lo tanto, más próximas a geotermas de áreas tectónicas activas (Pearson et al., 2003).

III.4.3. PROCESOS DE SEGREGACIÓN Y ACUMULACIÓN EN LA BASE DE LA CORTEZA

El manto subcontinental litosférico más superficial está compuesto, básicamente, por peridotitas y harzburgitas con espinela (McDonough, 1990), que es el tipo de xenolito que con más frecuencia transportan los fundidos básicos de derivación mantélica de tipo basaltos alcalinos, basanitas, etc. Aparte de cuál sea su composición química, estas rocas ultramáficas se caracterizan por la abundancia de olivino y ortopiroxeno, siendo mucho más escasos los minerales ricos en Al, Ti, Ca, Na, K y volátiles, como son clinopiroxeno, espinela, anfíbol, flogopita, apatito y carbonato.

Dejando aparte los enclaves alterados, los xenolitos máficos y ultramáficos del SCE se caracterizan por la ausencia de olivino y por presentar elevados contenidos de clinopiroxeno y variables de otros minerales (ortopiroxeno, anfíbol, flogopita, espinela, plagioclasa, apatito, etc.). Esta composición modal (que estaría representada mayoritariamente por una clinopiroxenita; Tabla III.1) no coincide, obviamente, con fragmentos procedentes de un manto típico, sino que deben provenir de la cristalización de un magma derivado del manto.

Existen tres tipos de modelos o hipótesis fundamentales que tratan de explicar el origen de las capas de piroxenitas en macizos ultramáficos, así como los xenolitos de piroxenitas. Una propone la formación de las piroxenitas a partir de fundidos basálticos, bien dentro de la litosfera, bien coexistiendo con granulitas en el límite entre manto superior y corteza inferior (Downes, 2001; Downes et al., 2001). Esta primera hipótesis incluiría tanto a los segregados y acumulados magmáticos que conforman venas y diques dentro del manto (p.e. Irving, 1980; Bodinier et al., 1987a), como las rocas formadas en cámaras magmáticas en el límite corteza-manto durante eventos de *underplating* (Upton et al., 2001; Féménias et al., 2003). El segundo modelo interpreta las piroxenitas como residuos de fusión de batolitos orogénicos (Ducea & Saleeby, 1998; Ducea, 2001), mientras que el tercero supone que son restos de una corteza oceánica subducida hasta niveles astenosféricos, que ha sido posteriormente incorporada a la litosfera mediante la convección del manto (Allègre & Turcotte, 1986). Esta última posibilidad es poco probable en nuestro caso teniendo en cuenta que los elevados contenidos en LREE de la mayoría de los clinopiroxenos de los xenolitos implicarían que se han formado a partir de magmas ricos en dichos elementos, lo cual es contrario a un fundido tipo MORB (Vaselli et al., 1995).

Las piroxenitas pueden encontrarse en forma de venas en el manto superior, como consecuencia del paso de fundidos silíceos primitivos a través de conductos o sistemas de diques (Irving, 1980; Witt-Eickschen & Kramm, 1998; Litasov et al., 2000). Sin embargo, la extracción de este tipo de rocas llevaría normalmente aparejada la presencia de xenolitos peridotíticos abundantes de la roca de caja y xenolitos compuestos de piroxenita-peridotita, algo que no ocurre en los xenolitos ultramáficos del SCE. Esto, junto con las presiones moderadas estimadas para los xenolitos del SCE (Tabla III.22), favorece su interpretación como cuerpos intrusivos cerca del límite manto-corteza o como consecuencia de un fenómeno de *underplating* basáltico, como se ha sugerido para xenolitos similares en otras áreas (Downes, 1993; Kempton et al., 1995; Upton et al., 2001). Por lo tanto, los cálculos P-T de los xenolitos ultramáficos (principalmente hornblenditas y clinopiroxentias hidratadas) y su asociación con xenolitos de granulitas de la corteza inferior, hace pensar que los diques han muestreado, fundamentalmente, niveles de la base de la corteza y límite corteza-manto.

Teniendo en cuenta la clasificación de los enclaves en los diagramas de rocas ultramáficas y gabroideas (Ol-Hy-Di y Plg-Cpx-Hbl) (Figura III.1), queda de manifiesto que la mayoría corresponden con rocas piroxeníticas u hornblendíticas, tanto si se proyecta la composición modal como la normativa. Esto induciría a pensar que los enclaves alterados, pese a que conservan únicamente entre un 14 y un 27% de su mineralogía original, debían estar compuestos en su mayoría por piroxenos originalmente (ortopiroxenitas y websteritas). No obstante, la química de roca total y la química mineral permiten establecer claramente diferencias entre los distintos tipos de enclaves.

La química de roca total de los enclaves de piroxenitas con espinela, clinopiroxenitas hidratadas y hornblenditas, aún teniendo en cuenta que la composición del segundo de estos grupos es estimativa, presenta grandes similitudes. Sus contenidos en Al, Ti, Ca y Na son, en todos ellos, muy altos debido a que poseen porcentajes medio-altos de clinopiroxeno y anfíbol (Figura III.25). Por el contrario, las concentraciones en elementos incompatibles como el Ni y el Cr son bajas (Figura III.26). Estas características son propias de xenolitos formados como consecuencia de procesos de acumulación o segregación a partir de fundidos basálticos (Frey & Prinz, 1978; Downes et al., 2001; Xu, 2002). Además, los xenolitos de hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol muestran una gran variación en la mayoría de los elementos mayores, lo cual también es indicativo de un origen como acumulados magmáticos.

Los espectros de REE de estos enclaves están, obviamente, influidos por la composición modal.

De esta manera, las piroxenitas con espinela y las clinopiroxenitas hidratadas dan lugar a un patrón convexo similar al de sus clinopiroxenos (Figura III.27), por ser el constituyente principal, mientras que las hornblenditas, cuya mineralogía es mucho más variada (incluyendo minerales ricos en REE como el apatito), dan lugar a espectros enriquecidos en LREE. Es, por lo tanto, la química mineral quien proporciona mayor información acerca de la génesis de los enclaves, sobre todo considerando que algunos de ellos están fuertemente alterados.

III.4.3.1. Xenolitos de piroxenitas con espinela y hornblenditas

Los clinopiroxenos de estos enclaves están enriquecidos en Al y Ti y empobrecidos en Mg (Figura III.6) en comparación con los de enclaves típicos de manto (Norman, 1998; Lenoir et al., 2000). Esta es una característica propia de los xenolitos de la serie de las Al-augitas (Wilshire & Shervais, 1975; Qi et al., 1994; Litasov et al., 2000), interpretados como acumulados magmáticos. Tanto el ortopiroxeno como la espinela verde en las piroxenitas con espinela, y la espinela negra en las hornblenditas, se caracterizan por estar enriquecidos en Al y empobrecidos en Cr (Tablas III.4 y III.10, respectivamente para opx y sp) en relación con la composición de estas fases en un manto peridotítico típico, siendo similares a las de acumulados formados a partir de fundidos básicos (Frey & Prinz, 1978). La presencia de una mineralogía muy variada en las hornblenditas, que incluye plagioclasa, apatito, analcima y carbonato, indicaría la existencia de un proceso de diferenciación en una cámara magmática. La petrografía de estos diques sugieren un orden de cristalización de olivino-clinopiroxeno-anfíbol-(flogopita-plagioclasa-espinela) similar al determinado de forma experimental por Allen et al. (1975) a 1.3 GPa para una nefelinita saturada en H₂O. La ausencia de olivino en estos enclaves hornblendíticos podría deberse a la alteración de dicha fase al incrementarse el contenido en volátiles del fundido. Además, la flogopita de estos últimos enclaves posee una composición rica en Ti y con valores bajos de Mg# y Cr, similares a los de flogopitas presentes en acumulados clinopiroxeníticos (Shaw & Eyzaguirre, 2000; Shaw, 2004; Figura III.16).

Irving & Frey (1984) interpretaron la presencia de megacristales de clinopiroxeno y anfíbol en basaltos alcalinos con espectros de REE normalizados al condrito con formas convexas como minerales formados a alta presión a partir de un fundido básico, en el interior de una cámara magmática. En el caso del clinopiroxeno, el valor normalizado más alto está normalmente situado en el Sm y en el Nd en el caso del anfíbol, descendiendo el espectro paulatinamente hacia el La, debido a la disminución que se produce, también, desde el Sm o el Nd hasta el La en los valores de los coeficientes de distribución de las LREE para este tipo de minerales (Irving & Frey, 1984). Estos patrones de REE, junto con la baja abundancia de elementos altamente incompatibles en el clinopiroxeno, como el Rb, Ba, Th y Nb, son, además, muy frecuentes en clinopiroxenos y anfíboles de enclaves piroxeníticos (Frey & Prinz, 1978; Dautria et al., 1987; Witt-Eickschen & Kramm, 1998; Litasov et al., 2000; Moine et al., 2000; Upton et al., 2001; Downes, 2001; Xu et al., 2002), lo que apoyarían un origen para estos xenolitos como acumulados o segregados magmáticos en profundidad. Los clinopiroxenos y los anfíboles de los xenolitos de piroxenitas con espinela y de hornblenditas del SCE poseen patrones de REE similares a los anteriormente descritos, con picos a la altura del Sm para el clinopiroxeno (Figura III.9) y a la altura del Nd para el anfíbol (Figura III.14), por lo que su origen más probable es el de acumulados o segregados. El anfíbol de las hornblenditas muestra, también, una clara anomalía positiva en Nb-Ta (Figura III.14), característica propia de anfíboles tanto magmáticos como metasomáticos (Dautria et al., 1987; Litasov et al., 2000; Moine et al., 2000; Ionov et al., 2002).

El caso especial que representan los clinopiroxenos verdes, ricos en Fe y Na, de los xenolitos de

hornblenditas, con elevados contenidos de LREE y otros elementos traza incompatibles (Th, U, Zr y Hf) (Figura III.9B,D), podría explicarse mediante la cristalización a partir de fundidos altamente evolucionados. Un fundido de estas características estaría muy enriquecido en elementos traza incompatibles, así como en Fe y Na y estaría empobrecido en elementos compatibles como el Cr y Ni. La cristalización de plagioclasa también explicaría la fuerte anomalía negativa en Sr que caracteriza a estos clinopiroxenos verdes respecto al resto de clinopiroxenos de las hornblenditas (Figura III.9D).

La presencia de carbonato (fundamentalmente calcita) en los enclaves es mayor en las hornblenditas que en las piroxenitas con espinela. En este último tipo de enclave la calcita conforma un grano mineral perfectamente equilibrado con los clinopiroxenos que le rodean, lo cual implica un origen primario, frente a la textura intergranular o en fracturas que suele presentar la calcita secundaria (Ionov, 1998). Estos enclaves, como las hornblenditas, no muestran indicios de metasomatismo, por lo que consideramos que la calcita ha cristalizado a partir de un fundido rico en carbonato. La calcita en forma de glóbulos redondeados que se da en las hornblenditas parece deberse a la separación de la fase carbonatada presente en el líquido que está fraccionando dichos enclaves, fenómeno que puede estar ligado al aumento de la presión de volátiles (en este caso CO_2). El contenido en elementos traza del carbonato de los enclaves de hornblenditas es muy parecido al de los carbonatos de los ocelos de los diques y a otros carbonatos de manto (Figura III.24; Ionov, 1998). El bajo contenido de Ba en la calcita de las hornblenditas, en comparación con los de los carbonatos de Ionov (1998), podría indicar que dicho elemento se ha fraccionado entrando en la estructura de otros minerales de cristalización más temprana, como el feldespato o el anfíbol.

Se ha calculado la composición en elementos traza de los líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos de estos enclaves usando coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico de la literatura (Figura III.44). Los magmas en equilibrio calculados se caracterizan por presentar espectros fraccionados de REE normalizados al condrito y espectros de elementos traza incompatibles normalizados al manto primitivo que se superponen a la composición de los diques de lamprófidos del SCE (Figura III.44). Esto sugiere que estos xenolitos pueden haberse formado a partir de fundidos con una composición muy parecida a la de los diques alcalinos que los transportan. Sin embargo, la textura granoblástica de la mayoría de las piroxenitas con espinela, con los granos minerales dando lugar a uniones en forma de puntos triples, y

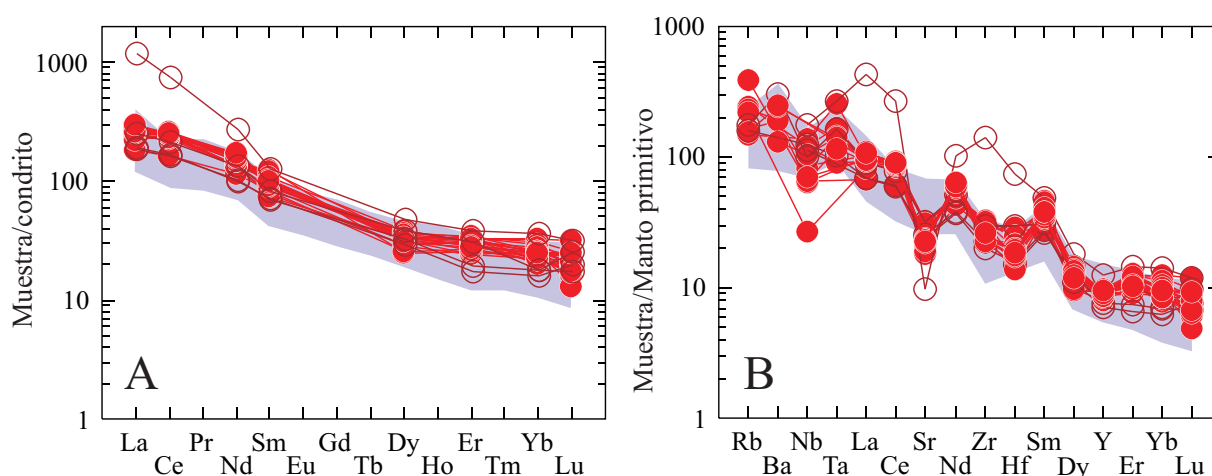


Figura III.44. Composición de los líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos de los enclaves de piroxenitas con espinela (tipo II) y con los de las hornblenditas (tipo IV) del SCE en comparación con el rango definido por los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (área violeta). Los cálculos se han hecho en base a los coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart & Dunn (1993), excepto el Rb (Foley et al., 1996) y el Ta (media de los experimentos hechos para $P=1.0$ GPa de Skulski et al., 1994).

la textura cataclástica de la muestra 101892 (Figuras III.2 y III.3), indican que se equilibraron en estado sólido previamente a su incorporación en los diques. No ocurre esto con los enclaves de hornblenditas, que carecen de texturas de recristalización, exhibiendo, sin embargo, texturas claramente magmáticas, como la poikilitica (Figura III.3F) o el intercrecimiento entre anfíbol y clinopiroxeno (Figura III.4E), lo cual indica que estos acumulados o cristalizados no llegaron a permanecer mucho tiempo en la cámara magmática antes de incorporarse a un nuevo fundido que los arrastró.

Tanto los enclaves de piroxenitas con espinela, como las hornblenditas, muestran una marcada heterogeneidad isotópica (Figura III.28 y III.29). Esas diferencias composicionales podrían deberse a tres causas (Wilkinson & Stolz, 1997): 1) que la cristalización se haya producido a lo largo de un rango extenso y variable de edades, 2) que las firmas isotópicas se hayan modificado por la interacción con la roca de caja o por eventos magmáticos posteriores y 3) que los enclaves procedan de fuentes isotópicamente distintas. La primera de estas hipótesis supone una gran diferencia de edad, pero ésta no produciría una variación significativa en las relaciones isotópicas finales de Nd de las piroxenitas con espinela, dado que las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ no son lo suficientemente distintas entre los diferentes enclaves (Tabla III.14). La segunda hipótesis, por otro lado, supone un proceso de metasomatismo o asimilación que no se aprecia ni en la petrografía ni en la química de los xenolitos de piroxenitas con espinela (ausencia de minerales metasomáticos, ausencia de zonados químicos en los minerales y características químicas propias de acumulados magmáticos típicos) y que no es probable en las hornblenditas, ya que la química del anfíbol y la flogopita no son afines con minerales metasomáticos mantélicos. Resulta lógico pensar, por lo tanto, que la heterogeneidad isotópica se debe a que hay más de una fuente implicada en la génesis de todos estos xenolitos.

Todos los enclaves de piroxenitas con espinela se han encontrado dentro del dique de Peguerinos (diabasa 101892). La clinopiroxenita foliada con espinela (101892) posee una composición isotópica Sr-Nd similar a la de los lamprófidos empobrecidos, en general, y a la del dique de Peguerinos, en particular (Figura III.45). Por esta razón, este enclave ha de haberse formado por un proceso de acumulación en profundidad a partir de un fundido similar a la diabasa que lo incluye. Por el contrario, el resto de piroxenitas con espinela de las que se posee análisis isotópicos, dan lugar a una composición mucho más enriquecida, que está lejos de la del dique de Peguerinos que los transporta, pero que, además, es ligeramente distinta de la que muestran los lamprófidos isotópicamente enriquecidos (Figura III.45). Por todo ello, los enclaves de piroxenitas con espinela (exceptuando la clinopiroxenita foliada) parecen haberse formado a partir de fundidos cuya composición química se asemeja a la de los lamprófidos del SCE, pero es dudoso que estén relacionadas con el magmatismo alcalino Pérmico, dadas las diferencias que muestran en la composición isotópica. La presencia, además, de una websterita entre estos enclaves, pone de manifiesto la participación de fundidos subalcalinos en la génesis de este grupo de enclaves.

En cuanto a los xenolitos de hornblenditas, cabe indicar que el enclave incluido en el lamprófido de San Bartolomé de Pinares (muestra 105785) se diferencia del resto de hornblenditas analizadas (que son del dique de Bernuy Salinero). El xenolito 105785 posee una composición isotópica muy parecida a la de los diques enriquecidos de lamprófidos del SCE y, concretamente, a la del propio dique que le incluye (104541) (Figura III.45). El resto de hornblenditas analizadas son isotópicamente homogéneas entre sí, siendo su composición muy parecida a la de los lamprófidos empobrecidos y, más concretamente, a la del dique de Bernuy Salinero que las incluye (Figura III.45). Resulta claro que los enclaves de hornblenditas y piroxenitas ricas en anfíbol se han formado por acumulación a partir de un fundido cuya composición es muy similar a la de los lamprófidos que transportan los enclaves y que debe provenir de fuentes isotópicamente similares

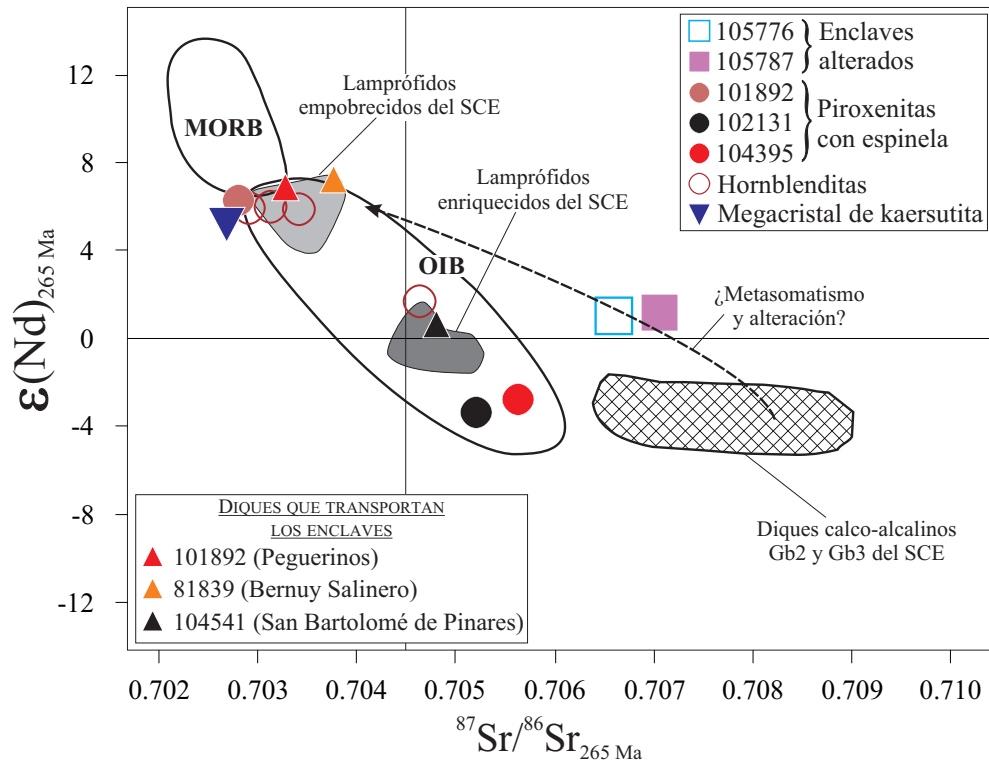


Figura III.45. Composición isotópica de Sr-Nd de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Se ha proyectado, también, el conjunto de diques de lamprófidos y diabasas del SCE, destacándose la composición de los tres diques que transportan los enclaves (Peguerinos, Bernuy Salinero y San Bartolomé de Pinares). Los campos de los MORB y OIB están tomados de Wilson (1989) y el de los diques calco-alcalinos Gb2 y Gb3 del SCE de Villaseca et al. (2004b). La flecha representa el posible efecto sobre la composición isotópica de los enclaves alterados de un proceso de metasomatismo o alteración provocado por el magmatismo alcalino Pérmico del SCE isotópicamente empobrecido, partiendo de una composición similar a la de los diques calco-alcalinos Gb2 y Gb3 del SCE (ver discusión del origen de los enclaves alterados).

a las de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Es decir, existe una relación de cogenetismo entre los diques y los enclaves hornblendíticos.

Las presiones de formación estimadas para las piroxenitas con espinela (en su mayoría por encima de 10 kbar; Tabla III.22) son ligeramente superiores a las que se calcularon para los xenolitos de hornblenditas (menores de 9 kbar). Esta diferencia debe reflejar dos niveles distintos de muestreo por parte de los diques lamprofídicos. Por un lado, las piroxenitas con espinela, equilibradas en estado sólido, representarían el límite entre la corteza y el manto superior y su origen (en parte desligado del magmatismo alcalino Pérmico, p.e. websteritas) se debería a fundidos básicos anteriores. La presencia de cámaras magmáticas fraccionantes, previas o coetáneas al magmatismo alcalino, indica la existencia de un cierto evento de *underplating*, es decir, la acumulación y cristalización de fundidos básicos atrapados en el límite con la corteza continental como consecuencia de su mayor densidad respecto a ésta, indicado en distintas ocasiones para explicar el origen de abundantes xenolitos de piroxenitas (Downes et al., 2001; Upton et al., 2001; Féménias et al., 2003; Aulbach et al., 2004). Por su parte, las hornblenditas y clinopiroxenitas ricas en anfíbol muestran texturas magmáticas y sus presiones de equilibrio representan profundidades que corresponden con la base de la corteza, por lo que resulta probable que correspondan con acumulados en una cámara magmática situada en la corteza inferior, que han sido arrastrados por un pulso de magma genéticamente ligado al fundido que los formó.

III.4.3.2. Clinopiroxenitas hidratadas

Los clinopiroxenos de estos enclaves poseen una composición relativamente heterogénea (Figura III.6), que da lugar a valores de Mg# entre altos y moderados (0.78-0.92). Sus contenidos en Ti y Al son superiores a los de clinopiroxenos de enclaves peridotíticos típicos de manto (Norman, 1998; Lenoir et al., 2000), siendo los valores máximos de TiO_2 y Al_2O_3 de 1.4% y 7.3%, respectivamente (Figura III.6). Estos valores son propios de acumulados o segregados magmáticos formados a partir de fundidos basálticos (Frey & Prinz, 1978; Litasov et al., 2000). Sin embargo, pueden llegar a mostrar elevados contenidos de Cr_2O_3 (> 1.7%), que desciende hacia valores menores de Mg#. Esta última característica indicaría que el fundido que los ha generado era relativamente primitivo en origen.

El anfíbol y la flogopita también muestran una composición en elementos mayores caracterizada por elevados valores de Mg# (hasta 0.83 en el anfíbol y hasta 0.86 en la flogopita), TiO_2 (2-5% para el anfíbol y la flogopita) y Cr (2000-2200 ppm el anfíbol y 0.4-1.1% de Cr_2O_3 la flogopita) (Figuras III.12 y III.16, respectivamente). Esta composición, que está próxima a la de anfíboles y flogopitas de origen magmático formados por acumulación a partir de fundidos básicos ricos en H_2O , se asemeja aún más a la que presentan estos minerales como fases metasomáticas dentro de xenolitos mantélicos o en forma de venas (metasomatismo modal) (Figura III.16) (Dautria et al., 1987; Ionov et al., 1997; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Shaw, 2004).

Los espectros de REE y elementos traza de los clinopiroxenos reproducen, en general, los que presentan los clinopiroxenos de los enclaves de piroxenitas con espinela y hornblenditas, es decir, formas convexas de las REE y anomalías negativas en Ba, Nb, Sr y Zr-Hf (Figura III.9B,D). Sin embargo, los clinopiroxenos de las clinopiroxenitas hidratadas se caracterizan por un significativo enriquecimiento en LREE y Zr (Figura III.8). Estos espectros de REE con picos situados a la altura del Ce les diferencian de los que caracterizan a los megacristales acumulados de alta presión (Irving & Frey, 1984), pero son similares a los que muestran algunos tipos de clinopiroxenos de origen metasomático (Karmalkar et al., 2000; Downes, 2001; Grégoire et al., 2003; Witt-Eickschen et al., 2003). Los anfíboles de estos enclaves son muy parecidos a los de las hornblenditas en cuanto a elementos traza, pero también muestran un enriquecimiento en las LREE más incompatibles (La, Ce y Pr) respecto a ellos, lo que se traduce en un espectro casi plano a la altura de estos elementos (Figura III.14A). Esta característica no es propia de anfíboles acumulados, sino que resulta relativamente habitual en anfíboles metasomáticos formados en forma de venas dentro del manto (Downes, 2001; Ionov et al., 2002).

De todo lo anterior se deduce que los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas deben haberse formado, en principio, por un proceso de acumulación a partir de fundidos básicos primitivos, lo que les habría conferido los elevados valores de Mg# y Cr. La variación composicional se debería a un proceso continuado de cristalización fraccionada. Sin embargo, el enriquecimiento en LREE del clinopiroxeno y las características químicas del anfíbol y la flogopita (con elevados contenidos de Mg, Cr y LREE), podrían estar ligados a modificaciones posteriores por un fenómeno de metasomatismo. Este metasomatismo podría deberse a un fundido ajeno al que originó el enclave (Witt-Eickschen et al., 2003) o puede producirse al reaccionar los minerales cristalizados (clinopiroxenos) con la fracción de fundido restante, si ésta es pequeña y percola a través de la roca al tiempo que reacciona (Xu, 2002). Dicha fracción líquida, además de modificar la composición del clinopiroxeno, sería la responsable de la cristalización del anfíbol y la flogopita. La posible naturaleza de los fluidos o fundidos que producen este metasomatismo se discutirá en el siguiente apartado.

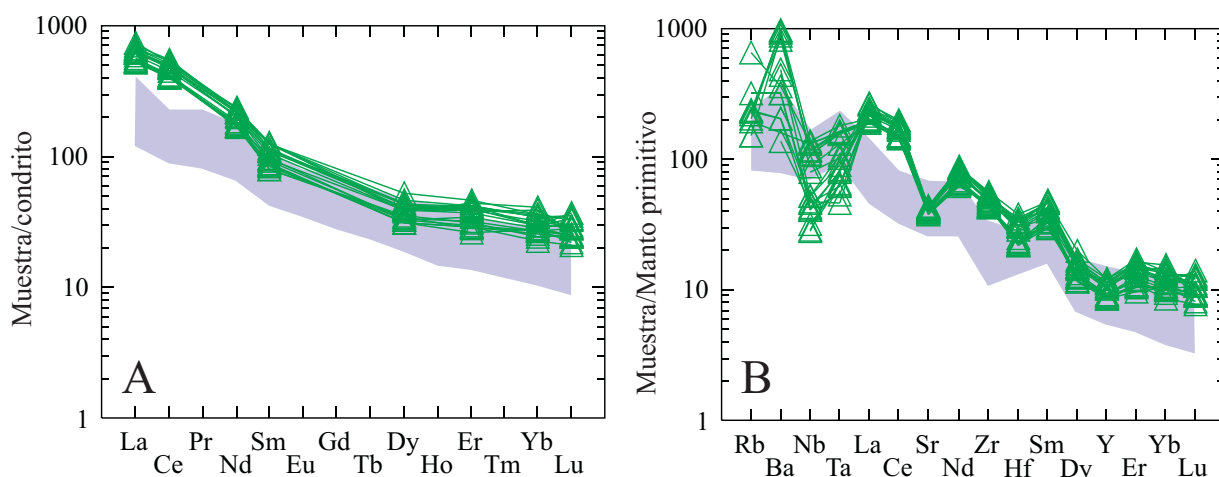


Figura III.46. Composición de los líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos de los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) del SCE en comparación con el rango definido por los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (área violeta). Los cálculos se han hecho en base a los coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart & Dunn (1993), excepto el Rb (Foley et al., 1996) y el Ta (media de los experimentos hechos para $P=1.0$ GPa de Skulski et al., 1994).

Los datos de presión de las clinopiroxenitas hidratadas (entre 7.3 y 9.6 kbar; Tabla III.22) indican, al igual que ocurría con las hornblenditas, una procedencia de la corteza inferior. Pese a que las texturas de estos enclaves pueden representar ocasionalmente equilibrio en estado sólido en los xenolitos con minerales químicamente más primitivos (de forma parecida a las piroxenitas con espinela), esta característica no está presente siempre y, en cualquier caso, no afecta ni al anfíbol ni a la flogopita, cuya textura es magmática. Por lo tanto, estos xenolitos podrían representar fragmentos de una cámara magmática situada en la corteza inferior, formados por la acumulación de un fundido con características primitivas. La ausencia de datos isotópicos acerca de este grupo de enclaves no nos permite asegurar cuál es su relación con los diques lamprofídicos que los transportan (siempre es el dique de San Bartolomé de Pinares). Sin embargo, los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos de estos enclaves, calculados con los coeficientes de distribución cpx/fundido basáltico (Figura III.46), poseen una composición en elementos traza muy parecida al conjunto de los lamprófidos y diabasas del SCE, siguiendo un espectro normalizado al manto primitivo similar al de estos últimos. Además, la química de elementos mayores y trazas del clinopiroxeno, con valores altos de Ti, estaría de acuerdo con su formación a partir de un fundido alcalino. Por estas razones, consideramos que lo más probable es que las clinopiroxenitas hidratadas correspondan con acumulados de fundidos relacionados genéticamente con los lamprófidos isotópicamente enriquecidos, aunque más primitivos, probablemente, que el magma que los transporta.

III.4.4. EL ORIGEN DE LOS ENCLAVES ALTERADOS: FENÓMENOS DE METASOMATISMO

Con mucha frecuencia los xenolitos mantélicos (o acumulados de cámaras profundas) arrastrados hasta la superficie por los fundidos básicos y ultrabásicos, poseen una composición muy rica en elementos traza incompatibles con respecto a la que cabría esperar de fragmentos peridotíticos típicos de la litosfera. El enriquecimiento que muestran muchos xenolitos de manto ha de deberse a fenómenos posteriores de metasomatismo. Éste puede dar lugar a la formación de nuevos minerales ricos en elementos incompatibles (anfíbol, flogopita, apatito, etc.) (metasomatismo modal) o puede modificar la composición en elementos

incompatibles de las principales fases constituyentes del manto (olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno) sin que se generen fases nuevas (metasomatismo críptico). Ambos tipos no tienen porqué ser incompatibles.

El metasomatismo se debe a la reacción que se produce entre la roca de caja y fundidos o fluidos que la atraviesan, cuya naturaleza puede ser, básicamente, de tres tipos: 1) fundidos silíceos de naturaleza basáltica (Nielson & Noller, 1987), 2) magmas carbonatados (Yaxley et al., 1991, 1998; Ionov et al., 1993) y 3) fluidos hidratados, que pueden estar relacionados con eventos de subducción (Hartmann & Wedepohl, 1990; Zanetti et al., 1999), imprimiendo en la roca cada uno de estos tipos unas características propias. A su vez, se suele hablar de dos mecanismos de metasomatismo o maneras que tiene el agente de penetrar y transformar a la roca. Uno es el llamado metasomatismo de roca de caja (Xu & Bodinier, 2004), en el que el transporte del fundido da lugar a la formación de venas o diques y el metasomatismo queda limitado a la roca de caja (Kempton, 1987), extendiéndose desde las venas hacia el interior y cambiando sus propiedades a medida que esto ocurre. El otro mecanismo es el metasomatismo difuso o de fraccionamiento cromatográfico (Navon & Stolper, 1987), que se produce por la migración del fluido/fundido que percola a lo largo de los límites entre granos minerales dentro de una matriz sólida (flujo poroso). En este último modelo la superficie que reacciona es casi ilimitada y la interacción que se produce puede ser muy grande (Navon & Stolper, 1987).

Los enclaves alterados del SCE presentan claros indicios de metasomatismo, cuya naturaleza se discutirá luego en mayor detalle. No obstante, existen varias características generales que parecen indicar que su origen no está ligado, de forma directa, a los diques que los transportan. En primer lugar, la textura fundamental entre los granos minerales, incluidos los alterados, se caracteriza por su reequilibrio en estado sólido o recristalización (presencia de uniones en forma de puntos triples; Figura III.2A-E). La química de elementos mayores del clinopiroxeno es propia de clinopiroxenos de peridotitas típicas de manto o de acumulados derivados de fundidos ultrabásicos primitivos (Figura III.6; altos contenidos de Mg y Cr y bajos de Al y Ti; Frey & Prinz, 1978; Norman, 1998; Féménias et al., 2003), algo que estaría en consonancia con la presencia de espinela marrón rica en Cr ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 4.8\text{-}13.1\%$). En muchos casos, el origen que se aduce para este tipo de enclaves es el de residuos de fusión (Frey & Prinz, 1978; McDonough, 1990; Qi et al., 1994), cuando el porcentaje de olivino y ortopiroxeno es muy alto y escasea el clinopiroxeno u otras fases accesorias. Sin embargo, los clinopiroxenos de los enclaves alterados pueden llegar a representar más de un 18% del total del xenolito, lo cual supone una composición muy fértil que se contradice con esta hipótesis. Además, la ausencia de olivino modal y el quimismo de los enclaves, que en ningún caso genera olivino normativo (por ser relativamente ricos en SiO_2) (Tabla III.12), también hace difícil suponer que sean fragmentos de un manto residual.

Las estimaciones de presión (Tabla III.22) y la composición modal sugieren que los enclaves alterados se formaron como acumulados en la base de la corteza. El elevado contenido en ortopiroxeno normativo (Tabla III.12; Figura III.1) indicaría la participación de fundidos subalcalinos, por lo que no parece probable que se hayan formado como consecuencia del evento magmático alcalino Pérmico.

Aunque resulta posible que en alguno de los enclaves, los clinopiroxenos frescos sean minerales metasomáticos neoformados, en algunos de ellos (enclave 105787) su composición en elementos traza y, concretamente, en REE es relativamente empobrecida (Figura III.8), lo cual podría interpretarse como clinopiroxenos que, partiendo de una composición empobrecida en LREE (propia de residuos de fusión), se han enriquecido en dichos elementos tras el evento metasomático.

Aunque la composición química de los enclaves alterados ha de estar parcialmente modificada por la

transformación de gran parte de sus minerales primarios, los elevados valores de Mg# (0.8-0.84) y los altos contenidos en Cr (2900-3500 ppm) y Ni (1200-2200 ppm) y bajos en V (69-92 ppm) les diferencian del resto de enclaves del SCE (Figura III.26). Su composición en elementos metálicos es próxima a la media de xenolitos lherzolíticos típicos de manto (Mg# = 0.9, Cr = 2690, Ni = 2160, V = 56 ppm; McDonough, 1990), aunque el contenido en Mg# es significativamente menor. También es similar a la de enclaves de piroxenitas ricos en Cr formados como segregados o acumulados dentro del manto superior a partir de fundidos mantélicos primitivos (Xu, 2002; Downes et al., 2004). Este quimismo, que podría tener un carácter calcoalcalino, dejaría abierta la posibilidad de que los xenolitos alterados estuviesen relacionados con un proceso de *underplating* previo (acumulación) durante la orogenia Hercínica, mientras que los minerales metasomáticos estarían ligados al magmatismo alcalino posterior. La relativa abundancia general de xenolitos ricos en piroxeno recogidos en niveles próximos a la base de la corteza estaría de acuerdo con dicho *underplating* basáltico previo a la intrusión de los diques de lamprófidos, algo que ya ha sido sugerido en el SCE por Orejana et al. (2005b).

Las características químicas de los minerales que se conservan en los enclaves alterados (clinopiroxeno y anfíbol) indican que han sufrido un proceso de metasomatismo. El elevado contenido en LREE de los enclaves alterados (Figura III.26) debe estar ligado al enriquecimiento en estos elementos que, en general, muestran los minerales que conforman dichos enclaves. Sin embargo, cada uno de los xenolitos alterados (104394, 104546B y 105787) posee una química mineral distinta, que se manifiesta principalmente en las concentraciones de elementos traza (Figura III.9 y III.14), pero también en los contenidos de Ti de los anfíboles (Figura III.12) y de Cr y Na de los clinopiroxenos (Figura III.7). Esto implica distintos orígenes para cada uno de estos enclaves. Por esta razón discutiremos la naturaleza de los posibles agentes metasomáticos de forma independiente para cada uno de los tres tipos de enclaves alterados.

III.4.4.1. Metasomatismo carbonatado (enclaves alterados 104394 y 105776)

Estos enclaves no poseen minerales hidratados como el anfíbol o la flogopita, a menudo considerados como fases metasomáticas en rocas de manto. El clinopiroxeno es rico en Cr₂O₃ (hasta 0.8%) y posee valores elevados de Mg# (hasta 0.93), siendo su concentración en TiO₂ y Al₂O₃ muy próxima a la de diópsidos de peridotitas no metasomatizadas (~0.39% y ~5.3%, respectivamente; Norman, 1998) (Figura III.6). Esta composición es relativamente primitiva y no implica, por sí misma, la presencia de un evento metasomático. Sin embargo, el clinopiroxeno presenta un enriquecimiento en ciertos elementos incompatibles (Figura III.9; fundamentalmente Sr y LREE) que sugiere la intervención de un fenómeno de metasomatismo críptico.

El fuerte enriquecimiento en LREE que muestra el clinopiroxeno podría estar relacionado con dos agentes metasomáticos distintos: fundidos silíceos y fundidos carbonatados (Downes, 2001; Ionov et al., 2002; Xu, 2002; Xu et al., 2003). Los fluidos hidratados quedarían excluidos ya que no se caracterizan por estar enriquecidos en REE (Johnson et al., 1996). Estudios experimentales realizados en el sistema peridotita-H₂O (Green, 1973) desarrollaron modelos de metasomatismo en el manto mediante fundidos silíceos ricos en agua, que pueden estar fuertemente enriquecidos en LILE y HFSE. Sin embargo, otros estudios hechos para un metasomatismo debido a fundidos carbonatados ponen de manifiesto que estos pueden transportar cantidades considerables de LILE, REE, U y Th, entre otros elementos, pero se caracterizan por contenidos bajos de HFSE (Green & Wallace, 1988).

Aunque ambos tipos de agentes pueden provocar el aumento del contenido de las REE en el clinopiroxeno, los fundidos carbonatados son más ricos en estos elementos y producen un fraccionamiento

mayor de las LREE. Por otro lado, la baja solubilidad en los fundidos carbonatados de los HFSE provocan que los clinopiroxenos metasomatizados por este tipo de fundidos posean fuertes anomalías en Zr, Hf y Ti, principalmente. La ausencia de minerales metasomáticos hidratados, como el anfíbol y la flogopita, se ha utilizado como argumento a favor de un metasomatismo carbonatado frente a uno provocado por un fundido silíceo rico en H₂O. En los clinopiroxenos de la muestra 104394, al fuerte enriquecimiento en LREE (Figura III.9) se suman las anomalías negativas de Zr y Ti más acusadas en comparación con los clinopiroxenos de los otros enclaves alterados (Figura III.47). La relación existente entre el valor de Ti/Eu y (La/Yb)_N en el clinopiroxeno se ha usado para discriminar entre rocas afectadas por un metasomatismo carbonatado y uno fundamentalmente silíceo (Figura III.48; Coltorti et al., 1999; Xu et al., 2003), sobre todo teniendo en cuenta el valor de (La/Yb)_N, ya que la relación Ti/Eu para metasomatismo por fundidos silíceos puede ser muy heterogénea. En la figura III.48 se han proyectado los campos composicionales que, respecto a estas dos variables, ocuparían los distintos enclaves alterados, pudiéndose apreciar que los clinopiroxenos de la muestra 104394 muestran un fraccionamiento de las LREE mucho mayor que el resto, lo que podría relacionarse con un metasomatismo carbonatado (Coltorti et al., 1999; Ionov et al., 2002; Xu et al., 2002; Xu et al., 2003). Otro de los argumentos a favor del metasomatismo carbonatado para estos enclaves reside en el fuerte enriquecimiento en Sr de los clinopiroxenos (Figura III.8). Esta característica ha sido interpretada como una consecuencia del intercambio de elementos traza entre un medio carbonatado y los clinopiroxenos de peridotitas (Ionov et al., 1993; Karmalkar et al., 1999).

La presencia de estos dos tipos de metasomatismo en un mismo sector de la litosfera (uno carbonatado y otro silíceo) podría deberse o bien a dos agentes metasomatizantes distintos, o a un mismo fundido rico en H₂O y CO₂ que ha fraccionado al tiempo que percolaba a través del manto, dando lugar a dos fundidos diferenciados, cada uno relativamente enriquecido en una de las dos fases volátiles (Xu et al., 2003). Existen algunas características típicas de un metasomatismo ligado a fundidos puramente carbonatíticos,

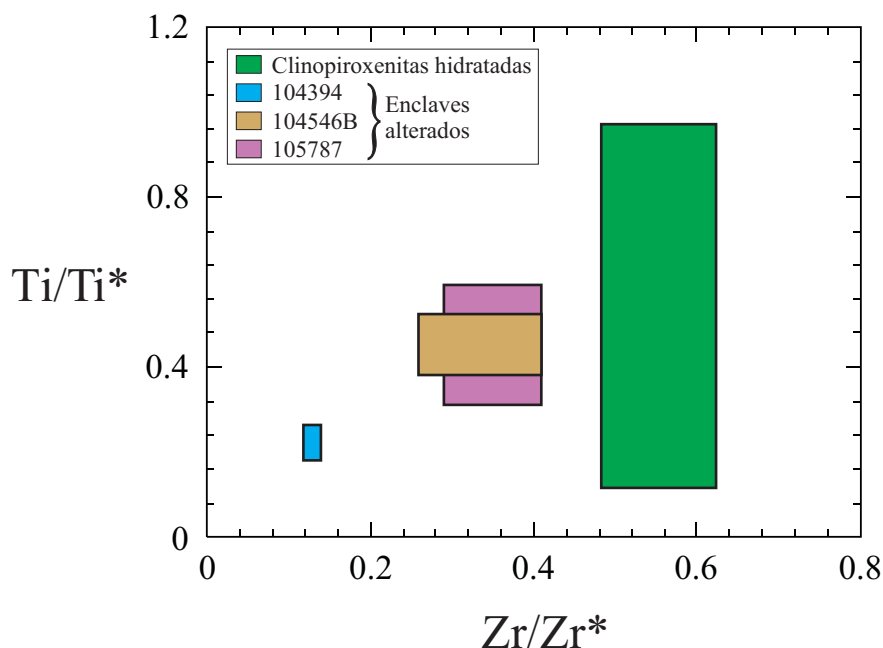


Figura III.47. Anomalía de Ti vs anomalía de Zr de los clinopiroxenos de los enclaves alterados y de clinopiroxenitas hidratadas del SCE calculadas para la composición normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995). Los rangos composicionales representados están basados en los valores mínimos y máximos de las dos variables en cada grupo de enclaves. $Ti/Ti^* = (Ti_N)/(Tb_N + ((Eu_N - Tb_N)/2))$ y $Zr/Zr^* = (Zr_N)/(Eu_N + ((Sm_N - Eu_N)/2))$. El enclave alterado 104394 es el que presenta mayores anomalías de Ti y Zr (menores valores de Ti/Ti^* y Zr/Zr^*).

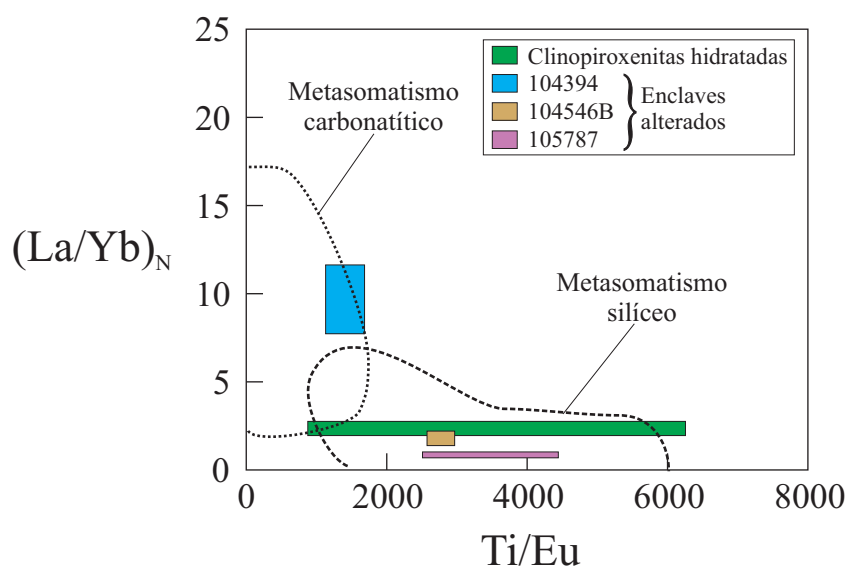


Figura III.48. Relación La/Yb normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) vs relación Ti/Eu de los clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE. Los rangos composicionales representan los valores mínimos y máximos para las dos variables para cada grupo de xenolitos. Los campos relativos a condiciones de metasomatismo carbonatítico y metasomatismo silíceo están tomados de Xu et al. (2003).

como es la presencia de apatito y clinopiroxenos con altos contenidos en Na (Green & Wallace, 1988; Hauri et al., 1993; Yaxley et al., 1998; Xu et al., 2002), que no se muestran en estos enclaves ($Na_2O < 1\%$ en el clinopiroxeno; Figura III.6). Algunos autores consideran que las principales características del metasomatismo carbonatado sobre el clinopiroxeno (fuerte fraccionamiento La-Yb y anomalías negativas de HFSE) pueden estar causadas por una pequeña fracción de un fundido silíceo rico en CO_2 (Bedini et al., 1997). Además, la posible relación genética entre fundidos lamprofídicos y carbonatíticos ya ha sido expuesta con anterioridad (Rock, 1991), así como el hecho de que ambos tipos de fundidos den lugar a un metasomatismo con características próximas (Grégoire et al., 2000).

La composición de los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos de estos enclaves, calculados aplicando los coeficientes de distribución cpx/fundido carbonatítico de la compilación de Klemme et al. (1995), es parecida a la composición media de los fundidos carbonatíticos (Woolley & Kempe, 1989), salvo por cierto empobrecimiento en MREE, Ba, Nb y Ta (Figura III.49A-B), aunque estos tres últimos elementos caen dentro del rango composicional de las carbonatitas. En comparación, el parecido de la composición de los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos, calculados con los coeficientes de distribución cpx/fundido basáltico (Figura III.49C-D), respecto al campo que definen los lamprófidos alcalinos del SCE es mucho menor. Esto también favorecería la intervención de un fundido carbonatado o de un fundido silíceo rico en CO_2 en el metasomatismo de estos enclaves en contraposición con un fundido silíceo con una baja relación CO_2/H_2O . El hecho de que el metasomatismo del que acabamos de tratar se caracterice por ser de tipo carbonatado no estaría en contra de que se hubiese debido a la acción del magmatismo alcalino del SCE, ya que la composición de los diques de lamprófidos se caracteriza por altas concentraciones de volátiles, entre ellos el CO_2 , lo que se refleja en la frecuente presencia de carbonato de tipo calcita, fundamentalmente en la matriz o en forma de segregados y ocelos.

Los datos isotópicos de Sr-Nd de los dos enclaves alterados (104394 y 105787) resultan problemáticos a la hora de saber cuál era la composición original del material ultramáfico que después ha sido modificado

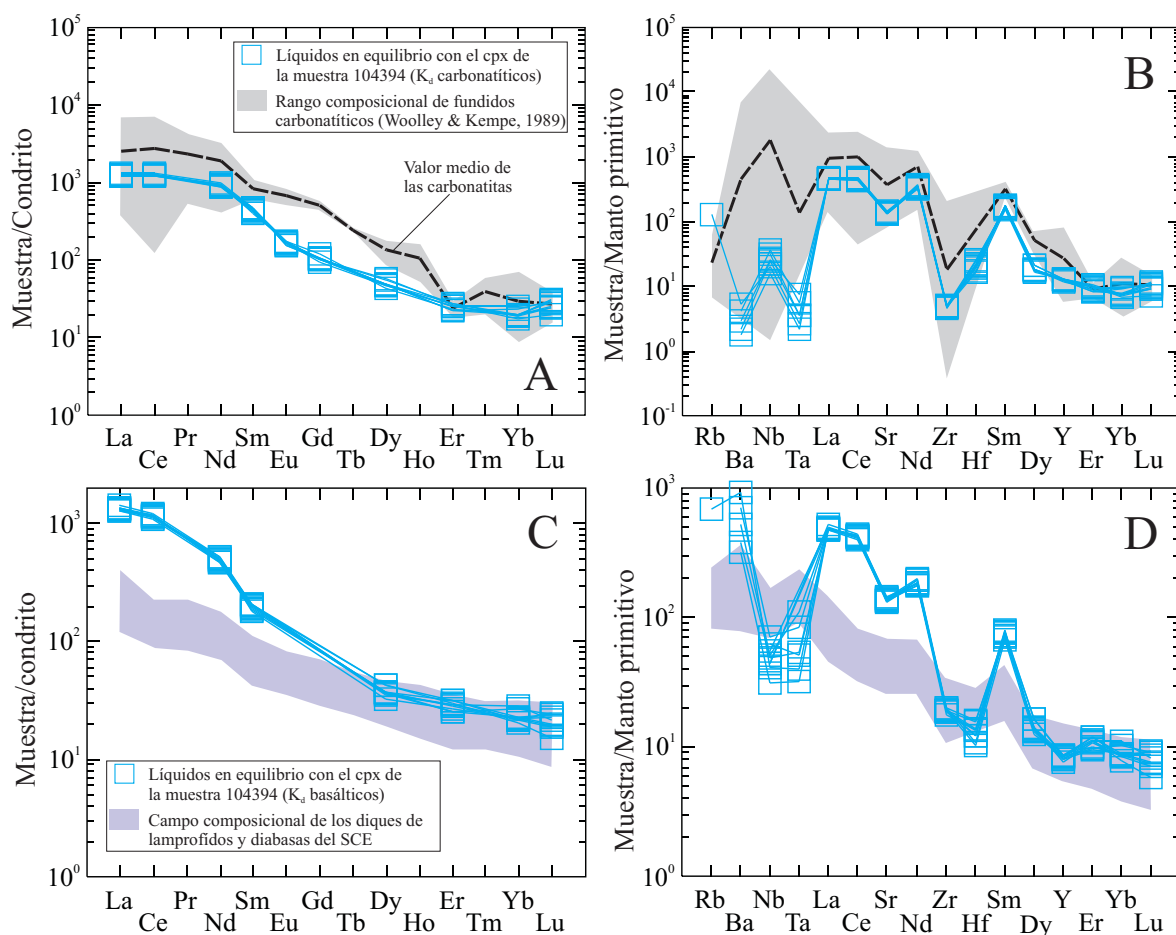


Figura III.49. Composición de tierras raras (A y C) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B y D) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos del enclave alterado 104394. En los diagramas A y B, la composición en elementos traza ha sido calculada en base a los coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido carbonatítico de la compilación de datos de Klemme et al. (1995) y se comparan los resultados con el rango composicional de fundidos carbonatíticos (área gris; Woolley & Kempe, 1989), mientras que la composición de elementos traza expresada en los diagramas C y D está calculada en base a los coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart & Dunn (1993), excepto el Rb (Foley et al., 1996) y el Ta (media de los experimentos hechos para $P=1.0$ GPa de Skulski et al., 1994) y se compara con la composición de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

(metasomatismo y alteración) por el fundido lamprofídico. La composición isotópica del enclave 105776, se caracteriza por un ϵ_{Nd} próximo a 1, que estaría incluido en el rango que conforman los lamprófidos y diabasas del SCE (de -0.9 a 7.1) (Figura III.45). Este dato sugiere que puede existir una relación directa entre el magmatismo alcalino Pérmico del SCE y la signatura isotópica de estos enclaves, lo que podría deberse a que el paso del fundido alcalino (probablemente el más empobrecido isotópicamente) fuese el causante del metasomatismo que los afectó. Sin embargo, ambos xenolitos poseen una composición de isótopos de Sr relativamente radiogénica, cuando se la compara con la de los lamprófidos y diabasas. Este hecho abre la posibilidad de que la composición inicial de estas rocas acumuladas fuese aún más enriquecida. El magmatismo básico de carácter calcoalcalino del SCE que podría relacionarse con el origen de estos enclaves (previo al metasomatismo y a la alteración) serían los que Villaseca et al. (2004b) denominan Gb2 y Gb3, puesto que llegan a alcanzar relaciones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ hasta 0.7087 (Figura III.45), mientras que el resto de manifestaciones de magmatismo básico en el SCE, anteriores a los lamprófidos alcalinos, no superan el valor de 0.7065 (Villaseca et al., 2004b).

III.4.4.2. Metasomatismo por fundidos silíceos (enclave alterado 104546B y clinopiroxenitas hidratadas)

El anfíbol y el clinopiroxeno en el enclave 104546B aparecen con una textura de recrystalización en estado sólido que indica que ambos minerales se encuentran en equilibrio. Anfíboles con Mg# entre 0.83-0.88 han sido considerados el resultado de la interacción entre fundidos basálticos y rocas ultramáficas, en contraposición con anfíboles de $Mg\# < 0.8$ y elevado contenido de Ti, que han de originarse por cristalización a partir de fundidos relativamente evolucionados (Ionov et al., 1997). El anfíbol del enclave 104546B, que no se presenta diseminado en el enclave, sino localizado en ciertos sectores, posee altos valores de Mg# (0.87-0.89) y elevados contenidos de Cr (2970-3240 ppm), propios de anfíboles metasomáticos (Figura III.12). Además posee elevados contenidos en LREE y HFSE (Figura III.13).

Ionov & Hofmann (1995) sugirieron que la solubilidad de los HFSE en fluidos acuosos, en comparación con los fundidos silíceos (Keppler, 1996), puede explicar las diferencias en los contenidos de HFSE entre anfíboles diseminados en rocas de manto o en forma de venas. Existe un modelo ampliamente aceptado de metasomatismo consistente en la expulsión de fluidos desde una red de venas, rellenas con fundidos basálticos que están cristalizando (Wilshire, 1987; O'Reilly et al., 1991). Este modelo explica la formación de anfíbol y mica rica en Nb-Zr, presentes en venas o cerca de ellas, como fases cristalizadas a partir de los fundidos, mientras que el anfíbol y la mica pobres en Nb-Zr, diseminadas en la roca, precipitarían a cierta distancia de los conductos a partir de fluidos acuosos residuales liberados en la roca de caja como consecuencia de la cristalización de los fundidos en la red de venas. Algo similar ha sido identificado en macizos peridotíticos atravesados por venas metasomáticas, donde el estilo del metasomatismo se ha visto que varía en función de la proximidad a dichos conductos (Bodinier et al., 1990). Este modelo podría aplicarse a los anfíboles presentes en los enclaves máficos y ultramáficos alterados del SCE. Así, teniendo en cuenta el contenido en Zr y Nb, el anfíbol del enclave 104546B se proyectaría dentro del campo definido por los anfíboles en venas (Ionov et al., 1997), junto con los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas, mientras que el anfíbol del enclave alterado 105787 cae dentro del campo de los anfíboles diseminados (Figura III.50). Ionov & Hofmann (1995) encontraron que la relación Nb/Ta del anfíbol, cuyo valor en el condrito es aproximadamente de 18 (Sun & McDonough, 1989), se fracciona en función del origen del

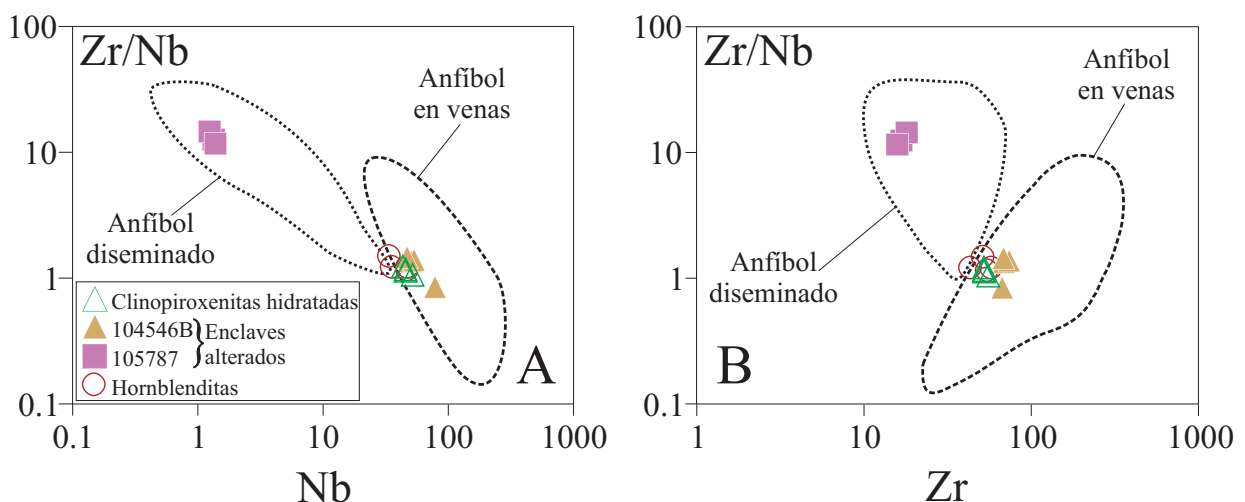


Figura III.50. Composición en Zr y Nb de los anfíboles presentes en los enclaves máficos y ultramáficos del SCE en comparación con los campos composicionales del anfíbol diseminado y el anfíbol cristalizado en forma de venas en rocas de manto (Ionov et al., 1997). Se han proyectado los anfíboles de las hornblenditas a modo de comparación.

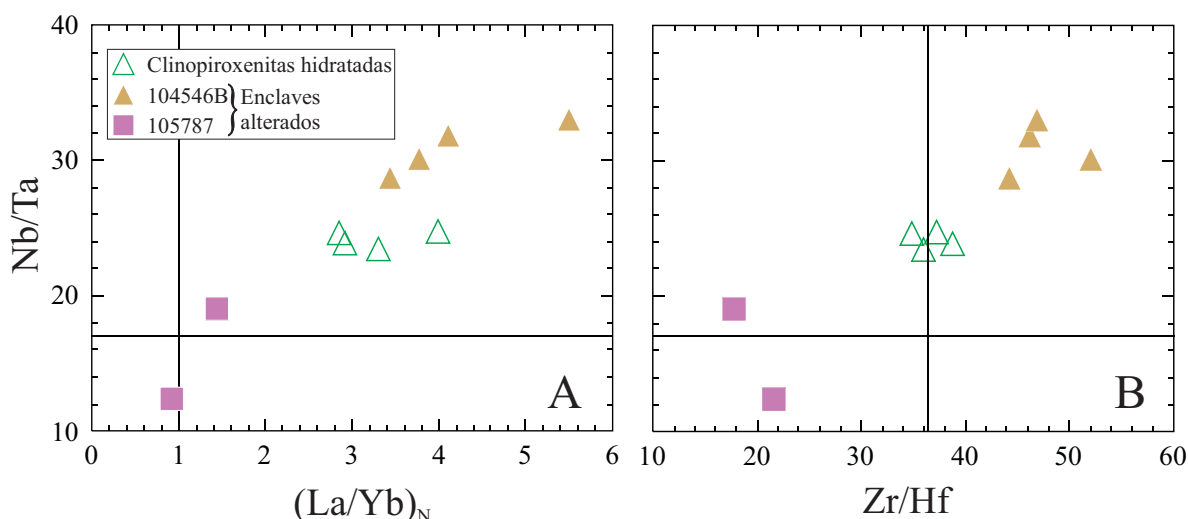


Figura III.51. Composición de los anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE en las relaciones Nb/Ta, $(La/Yb)_N$ (normalizada al condrito de Sun & McDonough, 1989) y Zr/Hf. Las líneas representan la composición para cada variable del condrito.

mineral, de tal manera que, normalmente, la baja solubilidad del Nb en fluidos hidratados provoca que los anfíboles generados a partir de dichos fluidos posean valores de Nb/Ta < 18, mientras que los anfíboles cristalizados a partir de un fundido silíceo no fraccionado dan un amplio rango de composiciones de Nb/Ta por encima de 18. El anfíbol del enclave 104546B posee valores de Nb/Ta entre 28 y 33, claramente diferenciadas de las de los anfíboles del enclave 105787 (Nb/Ta = 12-19) (Figura III.51). La correlación positiva existente entre las relaciones Nb/Ta, Zr/Hf y $(La/Yb)_N$ de los anfíboles de los distintos enclaves (Figura III.51) estaría de acuerdo con un fraccionamiento, también, del Zr con respecto al Hf, debido a la diferencia de solubilidad del Zr y REE entre fundidos silíceos y fluidos acuosos.

El clinopiroxeno de este enclave (104546B) posee un espectro de REE normalizado al condrito con elevadas abundancias de LREE (Figura III.9A), enriquecido respecto al patrón que definen los megacrístales formados a elevada presión (Irving & Frey, 1984). Este espectro debe estar relacionado con el metasomatismo que ha originado el anfíbol del enclave. La elevada relación Ti/Eu de estos clinopiroxenos y baja de $(La/Yb)_N$ (Figura III.48) les relacionan con un metasomatismo producido por fundidos silíceos (Coltorti et al., 1999; Xu et al., 2003). Además, las anomalías de Ti, Nb y Zr no son tan pronunciadas como las que cabría esperar de clinopiroxenos ligados a un metasomatismo carbonatado (Figura III.47).

Todo ello está de acuerdo con el modelo de metasomatismo que explicaría estos enclaves como el resultado de la reacción de fundidos silíceos con la roca ultramáfica, dando lugar a la formación de nuevos minerales (anfíbol) y a la transformación de los ya existentes (clinopiroxeno). Pese a que no disponemos de datos isotópicos de este enclave, el carácter alcalino de los anfíboles y la naturaleza silícea del fundido metasomático, resulta lógico pensar que dicho agente pueda estar ligado al magmatismo alcalino Pérmico que origina los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, aunque la naturaleza de la roca previa al metasomatismo nos es desconocida.

En este sentido, los fundidos en equilibrio con los clinopiroxenos del enclave 104546B, calculados con coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico (Figura III.52), poseen una composición que se ajusta bastante al rango que definen los lamprófidos del SCE. Igualmente, se ha calculado la composición de los fundidos en equilibrio con los anfíboles, que también sigue el patrón de los lamprófidos (Figura III.53), excepto para Nb y Ta, que marcan una anomalía positiva mucho mayor que los diques, lo

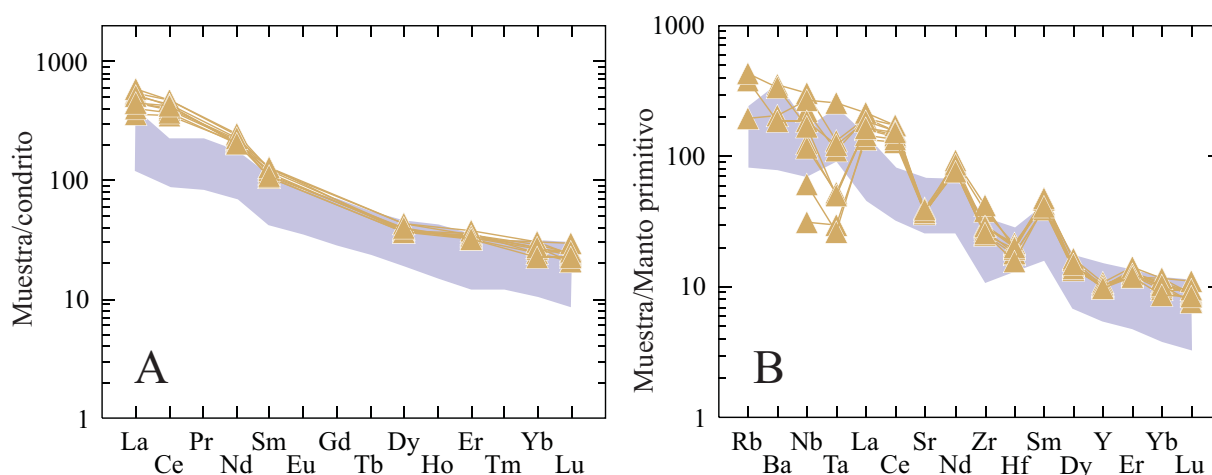


Figura III.52. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los líquidos en equilibrio con los clinopiroxenos del enclave alterado 104546B, comparada con la de los lamprófidos y diabasas del SCE (área violeta). La composición de elementos traza está calculada en base a los coeficientes de distribución clinopiroxeno/fundido basáltico de Hart & Dunn (1993), excepto el Rb (Foley et al., 1996) y el Ta (media de los experimentos hechos para $P=1.0$ GPa de Skulski et al., 1994).

que podría significar que el fundido se había diferenciado antes de formar los anfíboles, enriqueciéndose en algunos de los elementos más incompatibles.

Aunque el origen de los enclaves de clinopiroxenitas hidratadas se discutió en parte al hablar de las piroxenitas con espinela y las hornblenditas (segregados magmáticos), mencionándose la posibilidad de que parte de los minerales tuviesen un origen metasomático, aquí incidiremos brevemente en la naturaleza de esos agentes metasomáticos. Existe una similitud composicional en cuanto a elementos traza entre los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas y los anfíboles del enclave alterado 104546B (Figuras III.12 y III.13), con espectros normalizados al condrito y al manto primitivo muy similares (Figura III.14). El elevado contenido en HFSE de los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas, que se puede apreciar en las concentraciones de Zr y Nb (Figura III.50), liga genéticamente estos anfíboles a fundidos silíceos, lo cual está también apoyado por la relación relativamente alta de Nb/Ta en estos minerales (Figura III.51A). Los valores de las relaciones Zr/Nb y las concentraciones de estos dos elementos en el anfíbol, los relacionan con anfíboles generados en el manto en forma de venas (Ionov et al., 1997) (Figura III.50). También las flogopitas poseían valores de elementos mayores muy parecidos a los de flogopitas en venas hidratadas (Figura III.16; Shaw & Eyzaguirre, 2000; Shaw, 2004). La naturaleza silícea del fundido metasomático quedaría también apoyada por los valores de $(La/Yb)_N$ y Ti/Eu de los clinopiroxenos: los primeros son muy bajos en todos los casos y los segundos alcanzan valores muy elevados (Figura III.48). Los fundidos carbonatados o los fluidos hidratados no estarían de acuerdo con las moderadas anomalías de Ti, Nb y Zr de los clinopiroxenos, mucho más pronunciadas en aquellos de lo que lo están en fases ligadas a fundidos silíceos (Figuras III.9C y III.47).

En la figura III.53 también se ha proyectado la composición de los fundidos en equilibrio con los anfíboles, que poseen unas características similares a las del enclave 104546B, y que dan lugar a un espectro normalizado al manto primitivo que es muy similar al de los lamprófidos del SCE, aunque enriquecidos en Nb y Ta.

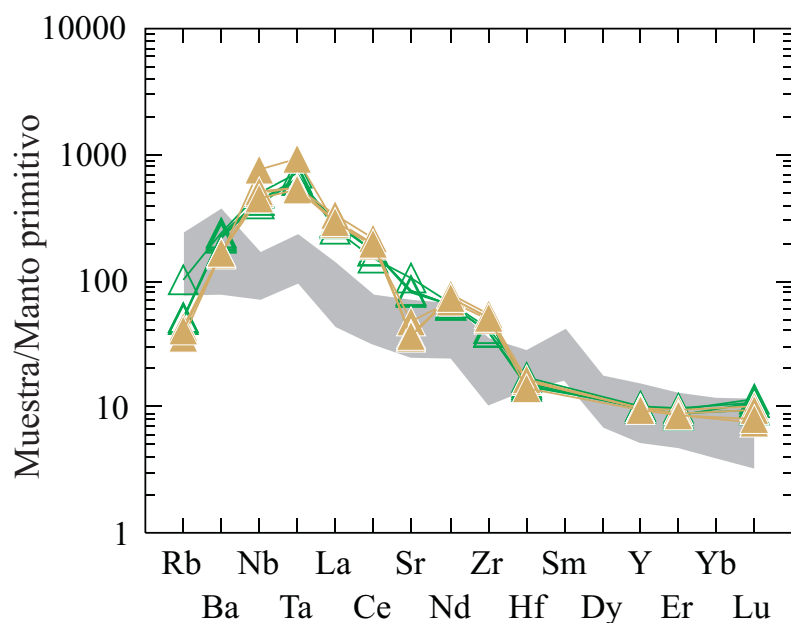


Figura III.53. Composición de elementos traza incompatibles normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los líquidos en equilibrio con los anfíboles de las clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) y del enclave alterado 104546B, comparada con la de los lamprófidos y diabasas del SCE (área sombreada). La composición de elementos traza está calculada en base a los coeficientes de distribución anfíbol/fundido basanítico de LaTourrette et al. (1995).

Todo ello apunta a que el origen más probable del anfíbol y la flogopita de estos xenolitos es el de minerales metasomáticos formados a partir de un fundido que, como ya se mencionó anteriormente, podría estar emparentado con el magma lamprofídico que origina a los clinopiroxenos. Estos últimos poseen características químicas propias de minerales acumulados o segregados en una cámara magmática profunda. La cristalización del anfíbol y la flogopita significarían, en el modelo propuesto, la reacción de dicho acumulado con un fundido alcalino (cogenético) que podría ser un líquido más residual, tras la extracción del clinopiroxeno (Xu, 2002).

III.4.4.3. Metasomatismo por fluidos ricos en agua (enclave alterado 105787)

El clinopiroxeno presente en el enclave 105787 posee valores altos de Mg# (~ 0.9) y elevados contenidos de Cr_2O_3 ($\sim 0.8\%$) (Figura III.6). El ligero enriquecimiento en LREE que muestra este mineral respecto a la composición propia de un clinopiroxeno de un enclave del manto litosférico, expuesta por Norman (1998) (Figura III.9A) y la presencia de anfíbol, apunta a un fenómeno de metasomatismo.

El anfíbol de este enclave presenta, como el clinopiroxeno, unos valores de REE moderadamente enriquecidos respecto al condrito y se caracterizan por poseer anomalías negativas de Nb-Ta y Zr-Hf, y elevados contenidos de Rb y Ba (Figura III.14). Estas características son propias de anfíboles formados por metasomatismo debido a fluidos hidratados, en ocasiones relacionados con subducción (Johnson et al., 1996; Downes, 2001). Esto se debe a que, tal y como han dejado de ser manifiesto diversos estudios, los fluidos hidratados se caracterizan por mostrar una alta solubilidad de LILE (Ito et al., 1983; Tatsumi et al., 1986; Peacock, 1990, 1993), pero baja de HFSE y LREE, (Schneider & Eggler, 1986; Michael, 1988; Meen et al., 1989), lo que explicaría la ausencia de fuertes modificaciones en los contenidos de las REE cuando el metasomatismo se debe a este tipo de agentes (Downes, 2001). Por el contrario, los enriquecimientos muy pronunciados en LREE que se dan con mucha frecuencia en anfíboles de origen metasomático, son explicados como resultado de la acción de un fundido silíceo rico en REE (Johnson et al., 1996; Chalot-Prat & Boullier, 1997; Downes, 2001; Ionov et al., 2002; Witt-Eickschen et al., 2003). Los anfíboles del enclave alterado 105787 poseen, además, valores bajos de Nb/Ta (12-19) y Zr/Hf (17-22) (Figura III.51), inferiores al condrito (Nb/Ta = 17.5 y Zr/Hf = 36.3; Sun & McDonough, 1989), lo que ha sido explicado por la baja

solubilidad del Nb y Zr en fluidos acuosos (Ionov & Hofmann, 1995; Johnson et al., 1996).

Como se mencionó más arriba, la cristalización en venas dentro del manto de fundidos basálticos podría producir la liberación de fluidos ricos en H_2O , capaces de percolar a través de la roca de caja y dar lugar a la formación de anfíboles diseminados con contenidos bajos de Zr-Nb. En la figura III.50 se veía que los anfíboles del enclave 105787 se proyectan en el campo definido por los anfíboles diseminados en rocas de manto (Ionov et al., 1997). Además, la anomalía de Nb del clinopiroxeno es también muy fuerte ($Nb/Nb^* = 0.08$), en consonancia con los bajos contenidos de HFSE en los fluidos hidratados. Por lo tanto, no resulta fácil discriminar entre esta posibilidad y la de que los fluidos hidratados tengan su origen en un proceso de subducción.

Otra alternativa, apuntada anteriormente para el conjunto de los enclaves alterados, sería que la génesis del xenolito 105787 estuviese ligada a un proceso de acumulación de magmas subalcalinos durante un evento de *underplating*. La química empobrecida en Nb-Ta, Zr y REE de los clinopiroxenos del enclave alterado 105787, estaría de acuerdo con un origen a partir de fundidos calcoalcalinos, en cuyo caso resultaría muy probable la existencia de alguna relación con el magmatismo que se produce en el SCE durante la orogenia Hercínica.

La composición isotópica del enclave 105787, es relativamente enriquecida en $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (0.70704), y se caracteriza por valores positivos de ϵNd (~ 1) (Figura III.45). Este último valor, como ocurría con el enclave alterado 105776, se encuentra dentro del rango que definen los lamprófidos y diabasas del SCE, con ϵNd entre -0.9 y 7.1 , lo cual hace pensar que el metasomatismo del enclave 105787 también estaría relacionado con el magmatismo alcalino Pérmico (probablemente el más empobrecido isotópicamente). Pero, de igual manera que se ha discutido para el xenolito alterado 105776, el proceso de alteración causado por el fundido lamprofídico no explicaría un valor tan elevado de Sr radiogénico, lo que abriría la posibilidad de que la composición original de los enclaves alterados fuese más enriquecida, de nuevo ligado a un magmatismo calcoalcalino previo (diques Gb2 o Gb3 según Villaseca et al., 2004b; Figura III.45).

Considerando en su conjunto todo lo discutido acerca de los posibles eventos metasomáticos que han afectado a los enclaves ultramáficos del SCE, destaca la posibilidad de que la gran variedad de manifestaciones que este fenómeno muestra en los distintos xenolitos (sobre todo en los alterados) pueda deberse a varios fluidos/fundidos diferenciados a partir de magmas lamprofídicos, similares a los lamprófidos alcalinos Pérmicos. Los fluidos hidratados y fundidos carbonatados formados por la diferenciación (inmiscibilidad o fraccionamiento) de fundidos básicos y ultrabásicos (incluidos los lamprofídicos) ricos en H_2O y CO_2 , pueden producir metasomatismo en rocas ultramáficas, imprimiendo muy variadas signatures geoquímicas en los minerales de dichos materiales, lo cual ha sido propuesto para gran número de enclaves de manto (Johnson et al., 1996; Grégoire et al., 2000; Xu et al., 2000; Ionov et al., 2002; Xu et al., 2003; Aulbach et al., 2004; Neumann et al., 2004a).

La existencia en un determinado conjunto de xenolitos ultramáficos con clinopiroxenos variablemente enriquecidos en LREE, pero con unos contenidos en HREE homogéneos, ha sido explicado, por diversos autores, como el resultado de un fenómeno de metasomatismo por un flujo reactivo en medio poroso de pequeñas fracciones de fundido (Bedini et al., 1997; Vernières et al., 1997; Ionov et al., 2002; Xu & Bodinier, 2004), este mecanismo es el que anteriormente se definió como metasomatismo por fraccionamiento cromatográfico (Navon & Stolper, 1987). Esto no evitaría que también pueda hablarse de metasomatismo de roca de caja en forma de venas, tal y como parece ser el caso para los enclaves de clinopiroxenitas

hidratadas o el enclave alterado 104546B. La coexistencia de ambos mecanismos podría explicarse mediante la formación de un fundido/fluido residual, a partir del fundido principal alojado en venas, capaz de infiltrarse a través de la roca de caja hacia zonas más alejadas por el efecto del fraccionamiento cromatográfico (Neumann et al., 2004a). Este modelo conllevaría la posibilidad de que los enclaves alterados perteneciesen a un único tipo de enclaves, difícil de clasificar al estar fuertemente alterados, que ha sido afectado por un fenómeno de metasomatismo que ha actuado de una manera heterogénea. Esta posibilidad estaría apoyada por la gran similitud composicional que muestran los clinopiroxenos y los anfíboles de los enclaves alterados en cuanto a elementos mayores, estableciéndose algunas diferencias únicamente en los contenidos de Cr, Na y Ti, que fácilmente podrían variar en función del fraccionamiento del fundido metasomático original.

Por último, y pese al alto grado de alteración de estos enclaves, su composición isotópica podría indicarnos de qué manera se ha modificado su composición original. Las similitudes del Nd radiogénico respecto a los datos de los lamprófidos y diabasas podría explicarse por los fenómenos de metasomatismo y alteración que hemos ligado al magmatismo alcalino Pérmico. Sin embargo, la composición relativamente radiogénica de Sr no podría deberse a este último fenómeno, lo que induce a pensar que las firmas isotópicas originales de las rocas representadas por los enclaves alterados estaban más enriquecidas y que podrían relacionarse con un evento de *underplating* ligado al magmatismo básico calcoalcalino de la orogenia Hercínica (tipos Gb2 y Gb3; Villaseca et al., 2004b).

IV. LOS DIQUES ALCALINOS DE PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

IV.1. PETROGRAFÍA	233
IV.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO	233
IV.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO	233
IV.2. QUÍMICA MINERAL	239
IV.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS	239
IV.2.2. ELEMENTOS TRAZA	251
IV.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	253
IV.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES	253
IV.3.2. ELEMENTOS MAYORES	256
IV.3.3. ELEMENTOS TRAZA	258
IV.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	265
IV.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	269
IV.4.1. MODELO DE FRACCIONAMIENTO CRISTALINO	269
IV.4.2. PROBLEMAS DE ASIMILACIÓN CORTICAL	276
IV.4.3. EL ORIGEN DE LOS DIQUES MONZO-SIENÍTICOS Y SU RELACIÓN CON LOS MAGMAS LAMPROFÍDICOS	282

IV.1. PETROGRAFÍA

IV.1.1. DESCRIPCIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO

Los diques alcalinos de pórfidos sieníticos no son tan abundantes en la zona de estudio como los lamprófidos y diabasas. Además, apenas se han encontrado nuevos afloramientos distintos a los ya descritos por Ubanell (1981) y Ubanell et al. (1984). Intruyen en las rocas graníticas del SCE formando dos enjambres principales con orientación aproximada N-S cuya traza es muy escalonada (Figura I.3), continuándose a saltos, bien por la presencia de discontinuidades tectónicas, bien porque su traza finaliza en un punto para reaparecer en otro. Estos enjambres de diques, que aparecen asociados en el campo a los lamprófidos de las lineaciones tectónicas del Puerto del pico-Muñotello y Herradón-Casillas, están separados entre sí unas decenas de Km y trazan un recorrido que transcurre de forma paralela al de los lamprófidos, llegando a cruzarse en algunos puntos (Figura I.3). Allí donde esto ocurre se observa que son los diques de lamprófito los que son cortados por los diques de pórfidos rojos sieníticos (Ubanell et al., 1984). Aplicando los mismos criterios que se usaron para denominar a los distintos enjambres de lamprófidos, podríamos separarlos en diques del Puerto del Pico-Muñotello y diques del sector de San Bartolomé de Pinares.

Están muy alterados y se meteorizan fácilmente en superficie, por lo que, al igual que los diques básicos y ultrabásicos, no suelen dar lugar a buenos afloramientos en el campo, siendo los taludes de carretera o los caminos los lugares donde se les puede estudiar mejor (Figura IV.1A-B).

Son de color naranja rojizo a rojo, más o menos oscuros en función de la cantidad de minerales máficos que contengan. En muestra de mano se aprecia una matriz microcristalina dentro de la cual destacan fenocristales fundamentalmente de feldespato potásico, plagioclasa, anfíbol y biotita (Figura IV.1C). Su espesor suele estar comprendido entre 4 y 6 m y su inclinación es subvertical (Figura IV.1A-B). El contacto con la roca de caja es neto y está marcado por un borde de enfriamiento de unos dos centímetros de espesor compuesto por una masa criptocristalina (Figura IV.1D). En algunos diques se pueden encontrar amígdalas o geodas de tamaño centimétrico, en las que se aprecia el crecimiento de cristales de carbonato y cuarzo hacia el interior. La presencia de abundantes geodas y glóbulos vacíos en el sector de San Bartolomé de Pinares son indicativos de un emplazamiento subvolcánico, muy próximo a la superficie.

IV.1.2. DESCRIPCIÓN AL MICROSCOPIO

IV.1.2.1. Matriz

El aspecto general de los pórfidos sieníticos al microscopio se caracteriza por su elevado porcentaje de alteración, que afecta tanto a la matriz como a los fenocristales. La matriz es holocristalina y equigranular, constituida fundamentalmente por listones de feldespato potásico y plagioclasa, ahora sericitizados en su mayoría; minerales máficos, como la biotita, que están casi siempre transformados en clorita; cuarzo, en los diques más ácidos; Ti-magnetita y apatito (Figura IV.2A). Pese a que en la matriz no se ha llegado a

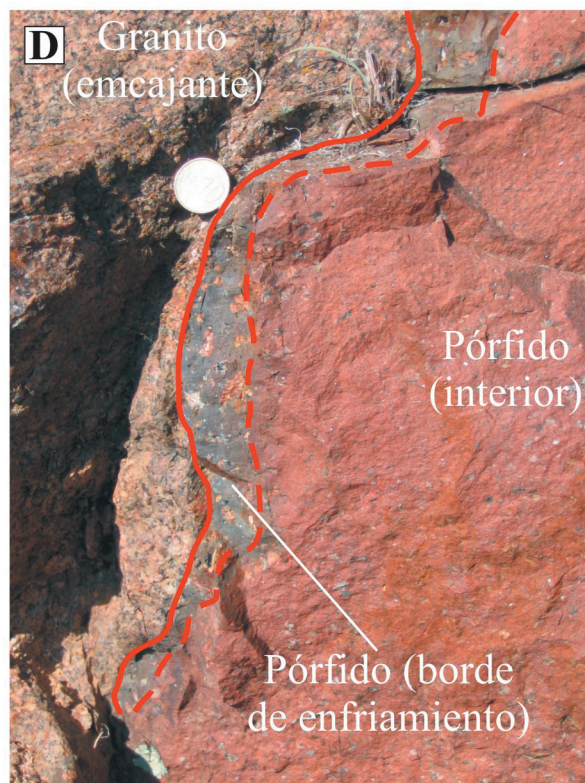
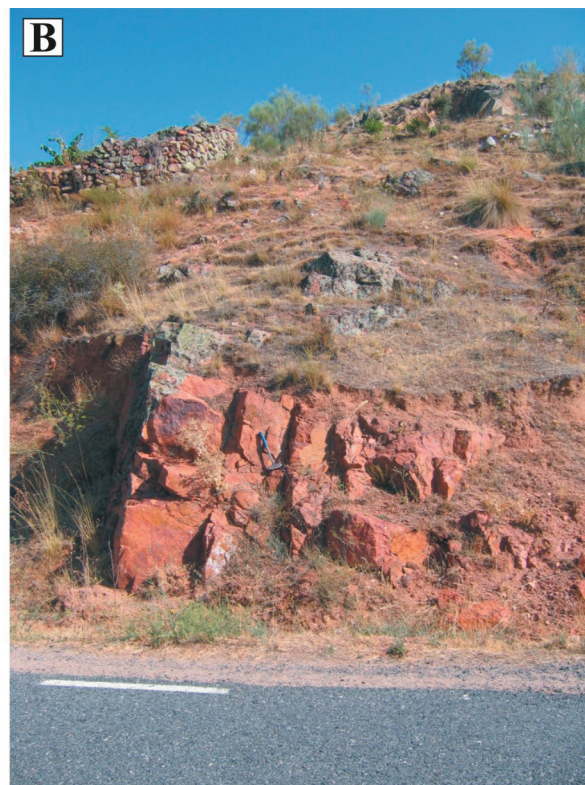
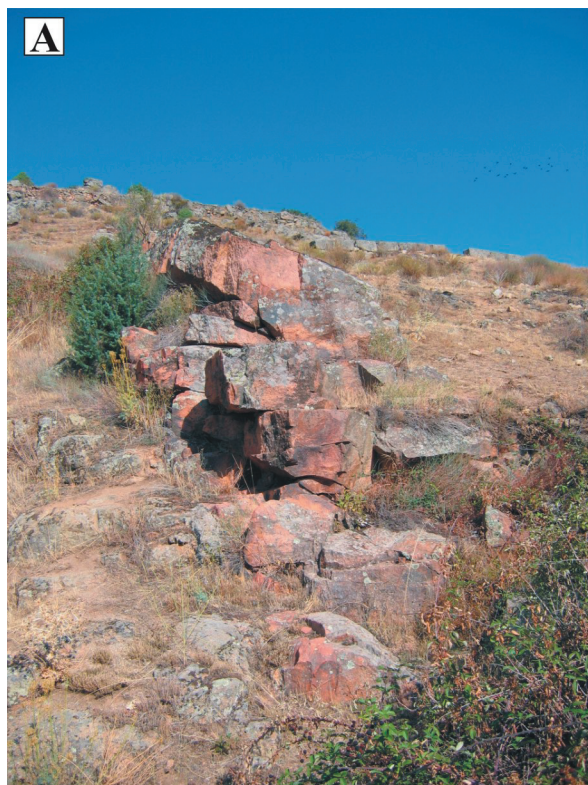


Figura IV.1. Aspecto de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en los afloramientos de campo y en muestra de mano. Fotos A y B: Afloramientos de los diques (San Bartolomé de Pinares). Destaca el marcado color rojizo que los caracteriza y su espesor, normalmente superior a 3-4 metros, mayor que el máximo espesor de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Foto C: Aspecto en muestra de mano de un pórfido monzo-sienítico en el que se aprecian numerosos fenocristales de feldespato inmersos en una matriz afanítica. Foto D: Contacto entre el dique de pórfido monzo-sienítico y el granito encajante, que da lugar a la formación de un borde estrecho de enfriamiento en el que se pueden apreciar fragmentos del encajante y que posee un color oscuro y una textura afanítica.

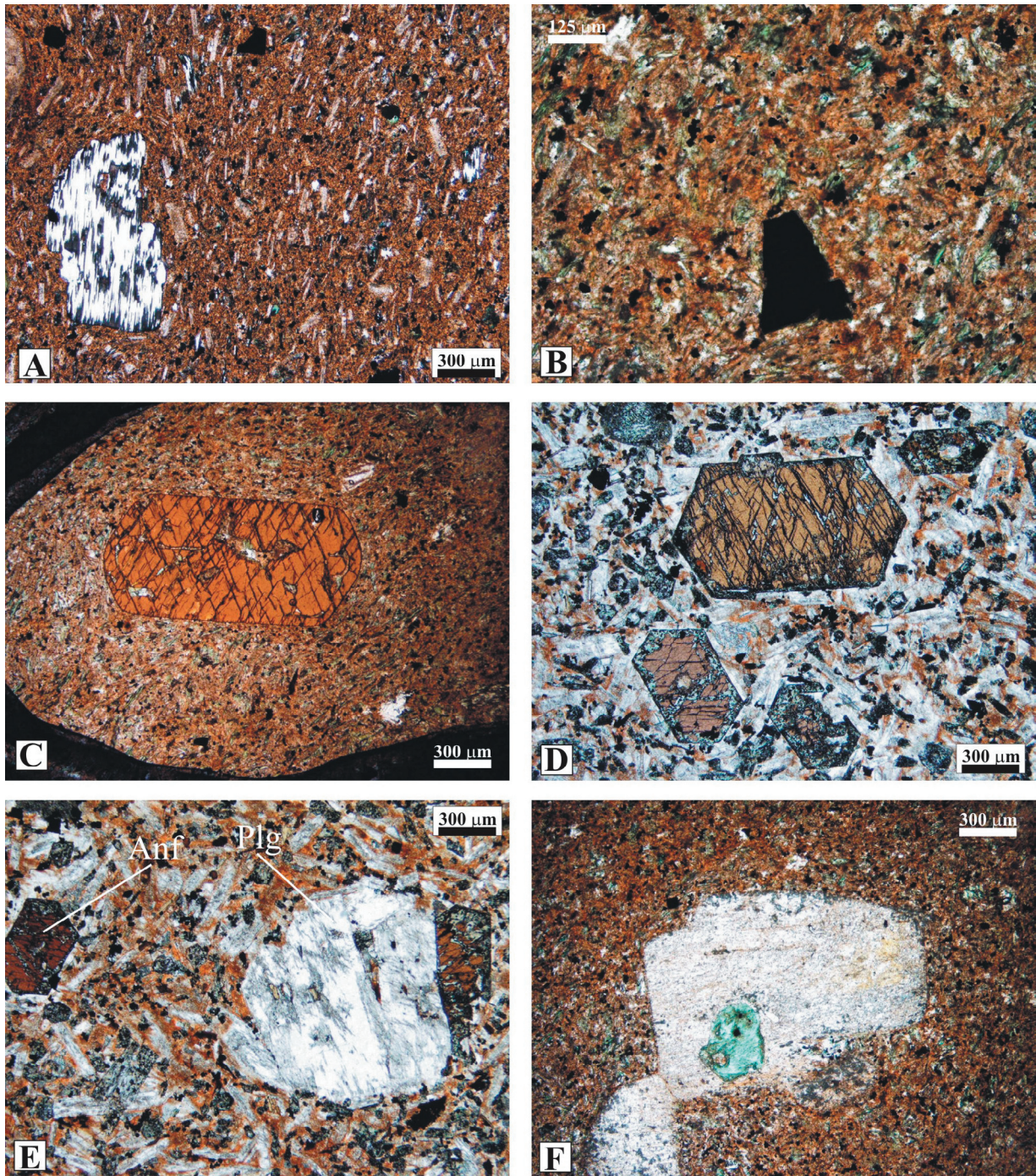


Figura IV.2. Aspecto de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE al microscopio petrográfico de luz transmitida. Foto A (muestra 103676): Cristal alterado a clorita (mineral claro de la izquierda) que, posiblemente, en origen fuese un fenocristal de biotita. Foto B (muestra SY-12): Microfenocristal de Ti-magnetita inmerso en la matriz microcristalina del dique. Foto C (muestra SY-12): Fenocristal de anfíbol (kaersutita). Foto D (muestra 80324): Fenocristales de anfíbol, alguno parcialmente alterado a clorita (fenocristales pequeños de abajo), incluidos en una matriz principalmente constituida por listones de plagioclasa y feldespato alcalino. Foto E (muestra 80324): Fenocristales de anfíbol y plagioclasa. Foto F (muestra SY-12): Minerales pseudomorfizados a fases secundarias de alteración de tipo clorita y sericita, que debieron de corresponder, originalmente, con fenocristales de plagioclasa y biotita o anfíbol.

encontrar anfíbol fresco, la presencia de fenocristales de anfíbol en estos diques hace pensar que gran parte de los minerales máficos alterados de la matriz debieron ser anfíbol originalmente. El tamaño de grano está entre 50 y 500 μm . De forma ocasional se puede distinguir una textura traquítica con los listones de feldespatos orientados de forma paralela y rodeados de una pasta cristalina afanítica (Figura IV.2A).

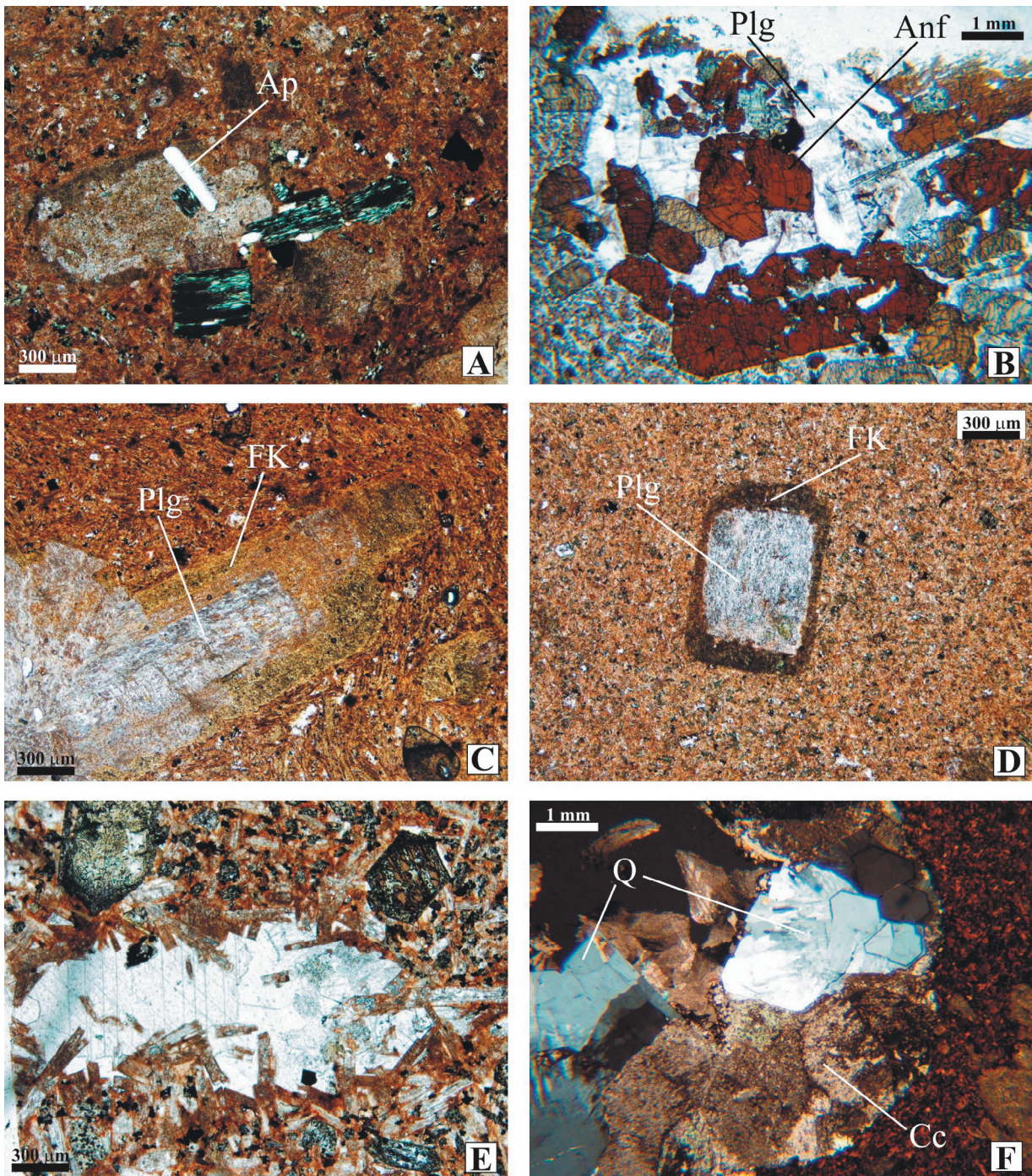


Figura IV.3. Aspecto de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE al microscopio petrográfico de luz transmitida. Foto A (muestra 103648): Cristales alterados a clorita y sericita que, posiblemente, en origen fueron fenocristales de biotita y plagioclasa. También se aprecia un microfenocristal de apatito. Foto B (muestra 80324): Enclave acumulado compuesto por fenocristales de plagioclasa y anfíbol principalmente. Foto C (muestra 103653): Textura anti-rapakivi en un cristal alterado de feldespato. El interior claro de plagioclasa está rodeado por un borde (teñido) de feldespato potásico. Foto D (muestra 103819): Textura anti-rapakivi en un fenocristal de plagioclasa. Foto E (muestra 80324): Ocelo o segregado compuesto por varios cristales de calcita cuyo borde está marcado por los listones de feldespato de la matriz del dique. Foto F (muestra 103664): Geoda compuesta por calcita y cuarzo dentro de un dique de pórfido monzo-sienítico.

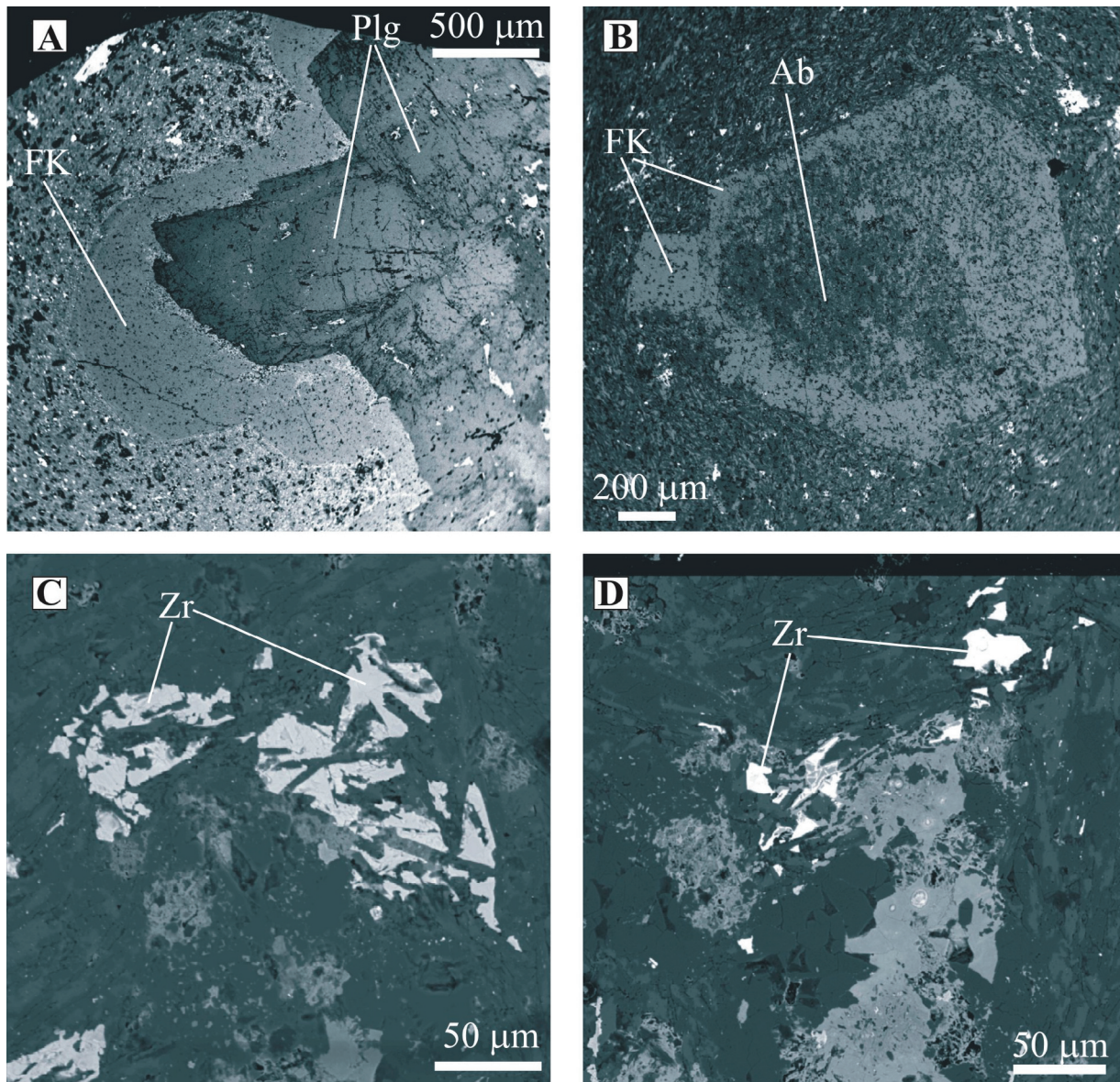


Figura IV.4. Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas mediante la Microsonda Electrónica. A (muestra SY-20): Aspecto de la textura anti-rapakivi que se aprecia en algunos diques en los fenocristales de plagioclasa, rodeados por el feldespato potásico. B (muestra SY-20): Aspecto de un fenocristal de feldespato alcalino en el que se aprecia la exolución de una fase albítica (más oscuro en la imagen). C y D (muestra SY-20): Imágenes de pequeños cristales de circón intersticial presentes en los diques de pórfidos monzo-sieníticos más ácidos.

Como minerales accesorios se encontrarían el circón (abundante en los tipos más ácidos; Figura IV.4C-D), monacita, titanita, calcita y opacos.

IV.1.2.2. Fenocristales

El porcentaje de fenocristales que pueden llegar a tener estos dique no sobrepasa el 15% de forma general. Los más abundantes son, con mucho, los de plagioclasa, seguidos de los de feldespato alcalino, anfíbol, biotita, Ti-magnetita y apatito.

Los fenocristales de plagioclasa están presentes en casi todos los diques (Figura IV.2E) y su tamaño puede llegar a superar el centímetro. Son idiomorfos, aunque normalmente están alterados a sericita (Figura IV.2F). En los diques más ácidos, los fenocristales de plagioclasa son menos frecuentes y, pese al elevado grado de alteración, se aprecia que muestran un borde externo de feldespato potásico (textura anti-rapakivi;

Figuras IV.3C-D y IV.4A). Este mismo recubrimiento aparece en rocas traquíticas y sieníticas interpretadas como diferenciados de magmas básicos por un proceso de cristalización fraccionada y/o contaminación cortical (Parker, 1983; Halama et al., 2004).

Los fenocristales de feldespato alcalino pueden aparecer en todos los diques, aunque se hacen mucho más frecuentes en los pórfidos más ácidos. En estos últimos suelen aparecer alterados o desmezclados (Figura IV.4B) en forma de un complejo entrelazado de albita y ortosa y no suelen sobrepasar los 0.5 cm de tamaño.

Los fenocristales máficos más abundantes son anfíbol marrón y biotita (Figura IV.2A,C,D). En ambos casos no suelen sobrepasar los 3 mm de tamaño, son idiomorfos y carecen de zonado. Es raro encontrarlos completamente frescos, estando con mucha frecuencia parcial o totalmente transformados a clorita o epidota (Figura IV.2A y IV.3A). Estos minerales son relativamente abundantes en los diques sieníticos más básicos y oscuros, mientras que en los más félsicos normalmente no aparecen.

Los fenocristales de Ti-magnetita (Figura IV.2B) y apatito (Figura IV.3A) están presentes en la mayoría de los diques, desde los más máficos a los más félsicos, si bien el apatito predomina en estos últimos. La Ti-magnetita puede alcanzar un tamaño cercano a 2 mm, mientras que el apatito no suele pasar de 1.2 mm.

Es habitual que los fenocristales (plagioclasa, feldespato alcalino, anfíbol, biotita, óxidos de Fe-Ti, apatito) se asocien formando agregados minerales de tamaños superiores a un centímetro de diámetro (Figura IV.3B). La abundancia de los minerales máficos, en estos enclaves o agregados, es mayor en los diques básicos, mientras que el apatito se hace relativamente frecuente en los diques más ácidos.

IV.1.2.3. Ocelos y amígdalas

Los diques sieníticos pueden presentar estructuras ocelares, como ocurría en los diques de lamprófidos y diabasas. Además, de forma ocasional aparecen cavidades huecas ó parcialmente rellenas de cristales de calcita y cuarzo.

Los ocelos (Figura IV.3E) son de pequeño tamaño (inferiores a 0.5 cm). Pueden presentar formas semiredondeadas o irregulares. Están compuestos únicamente por carbonato. Los listones de feldespato de la matriz se interdentan con el carbonato y conforman el borde del ocelo, con lo que éste adquiere el aspecto de un segregado.

En algunos diques se han visto amígdalas de muy diverso tamaño (desde menos de 1 cm hasta mayores de 5 cm; Figura IV.3F). Presentan un borde neto con respecto a la matriz de los diques. Su parte más interna suele estar vacía, mientras que las paredes están cubiertas por cristales de carbonato y cuarzo de tamaño medio a grueso (hasta 0.5 cm).

IV.2. QUÍMICA MINERAL

IV.2.1. ELEMENTOS MAYORITARIOS

IV.2.1.1. Feldespatos

Tanto los feldespatos de la matriz como los fenocristales pueden pertenecer a la serie de la plagioclasa o a la del feldespato alcalino. La mayoría de los cristales de la matriz son feldespatos alcalinos de tipo ortosa-sanidina o plagioclasas entre labradorita y andesina (Figura IV.5), aunque unos pocos posean composiciones de tipo anortoclasa y albita. De igual manera, los análisis de los fenocristales de feldespato pueden dividirse en dos tipos: plagioclasas que transitan desde el término labradotira hasta oligoclasa (An_{16} - An_{56}), con un contenido máximo de molécula de ortosa igual a Or_{13} , y feldespato alcalino de composición tipo sanidina (Or_{58} - Or_{70}). Dentro de grupo de los fenocristales se han incluido, también, los análisis de los agregados minerales o enclaves, dada la similitud composicional existente entre ambos (Tabla IV.1).

El feldespato potásico, tanto los fenocristales como cuando se encuentra bordeando cristales de plagioclasa, es pertítico y presenta exoluciones de la fase sódica (albita) y la potásica (ortosa), por lo que el mineral original habría de tener una composición intermedia que no ha podido ser analizada. El feldespato potásico sólo aparece como fenocristal en los diques más ácidos, de composición sienítica. Suelen ser

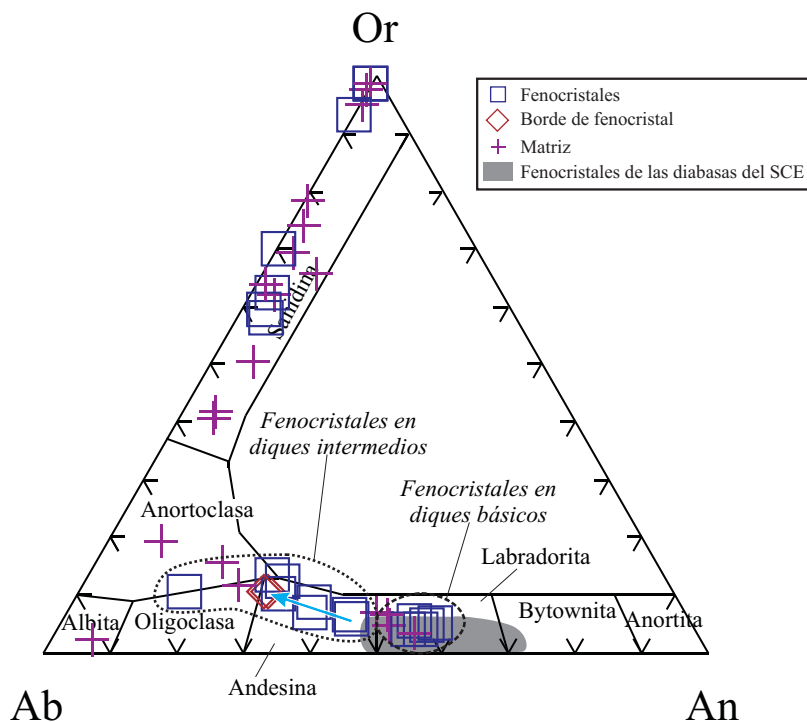


Figura IV.5. Clasificación de los feldespatos de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. La flecha azul representa la evolución composicional que parecen seguir los fenocristales de plagioclasa desde los diques más básicos a los más ácidos, tendente a aumentar los contenidos de las moléculas de Ab y, en menor medida, la de Or. A modo de comparación se ha proyectado, en un solo campo, la composición de los fenocristales de plagioclasa presentes en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE.

Tabla IV.1. Composición de elementos mayores de los feldspatos de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	Plagioclasa										Feldspato alcalino									
	Matriz					Fenocristales					Matriz					Fenocristales				
	80324	80324	80324	80324	80324	80324	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	80324	80324	80324	80324	80324	81847	SY-20	SY-20	SY-20	SY-20
	22	31	24	24	24	24	4	4	5	5	115	25	107	65	90	56	59	61	62	62
SiO ₂	54.57	55.21	52.18	52.18	52.18	52.18	61.93	61.93	55.98	55.98	54.31	62.34	64.21	65.54	63.86	63.96	65.11	64.85	65.47	65.47
TiO ₂	0.07	0.13	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.06	0.06	0.10	0.25	0.13	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.45	26.85	27.33	27.33	27.33	27.33	22.37	22.37	26.08	26.08	28.29	18.17	19.08	18.11	17.89	17.97	18.05	18.24	17.73	17.73
FeO	0.36	0.61	0.48	0.48	0.48	0.48	0.30	0.30	0.32	0.32	0.17	0.20	0.09	0.25	0.10	0.23	0.04	0.18	0.17	0.17
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.11	0.14	0.14	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.04	0.09	0.09	0.09	0.09	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02
CaO	9.78	9.50	10.96	10.96	10.96	10.96	3.38	3.38	9.00	9.00	11.96	0.12	0.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	4.95	5.21	4.39	4.39	4.39	4.39	8.53	8.53	5.82	5.82	4.51	2.34	3.04	0.17	0.30	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15
K ₂ O	0.83	1.19	0.80	0.80	0.80	0.80	1.93	1.93	1.06	1.06	0.96	13.21	11.51	16.99	16.84	16.86	17.00	16.76	17.06	17.06
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.03
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.07	0.00	0.02	0.04	0.04
Total	97.05	98.74	96.29	96.29	96.29	96.29	98.62	98.62	98.49	98.49	100.38	96.66	98.63	101.19	99.03	99.33	100.41	100.24	100.67	100.67
Cationes calculados en base a 32 O																				
Si	10.142	10.116	9.832	9.832	9.832	9.832	11.197	11.197	10.262	10.262	9.827	11.859	11.854	12.027	11.983	11.972	12.027	11.995	12.070	12.070
Al	5.789	5.794	6.065	6.065	6.065	6.065	4.763	4.763	5.631	5.631	6.028	4.071	4.148	3.914	3.953	3.961	3.927	3.973	3.850	3.850
Ti	0.010	0.018	0.009	0.009	0.009	0.009	0.006	0.006	0.009	0.009	0.014	0.036	0.018	0.000	0.001	0.000	0.004	0.006	0.000	0.000
Fe	0.056	0.093	0.076	0.076	0.076	0.076	0.045	0.045	0.049	0.049	0.026	0.032	0.014	0.038	0.016	0.036	0.006	0.028	0.026	0.026
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.017	0.021	0.021	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005	0.000	0.000	0.000
Mg	0.011	0.011	0.025	0.025	0.025	0.025	0.009	0.009	0.007	0.007	0.020	0.006	0.001	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005
Ca	1.947	1.865	2.213	2.213	2.213	2.213	0.655	0.655	1.768	1.768	2.319	0.024	0.112	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	1.784	1.851	1.604	1.604	1.604	1.604	2.990	2.990	2.069	2.069	1.582	0.863	1.088	0.060	0.109	0.058	0.054	0.054	0.054	0.054
K	0.197	0.278	0.192	0.192	0.192	0.192	0.445	0.445	0.248	0.248	0.222	3.206	2.711	3.977	4.031	4.026	4.006	3.955	4.013	4.013
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	19.936	20.026	20.016	20.016	20.016	20.016	20.127	20.127	20.064	20.064	20.038	20.099	19.946	20.026	20.101	20.078	20.029	20.011	20.018	20.018
Términos finales																				
Ab	45.4	46.3	40.0	40.0	40.0	40.0	73.1	73.1	50.6	50.6	38.4	21.1	27.8	1.5	2.6	1.4	1.3	1.3	1.3	1.3
An	49.6	46.7	55.2	55.2	55.2	55.2	16.0	16.0	43.3	43.3	56.2	0.6	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Or	5.0	7.0	4.8	4.8	4.8	4.8	10.9	10.9	6.1	6.1	5.4	78.3	69.3	98.5	97.4	98.6	98.7	98.7	98.7	98.7

ortosas bastante puras (Tabla IV.1), aunque, ocasionalmente, parecen envolver núcleos alotriomorfos y complejos, de composición albítica.

Tanto los diques de composición básica como intermedia, presentan cristales de plagioclasa y feldespato alcalino (en la matriz y como fenocristales), lo que indica que ambas fases se han formado conjuntamente durante la evolución de los diques. Sin embargo, puede observarse la existencia de una tendencia de variación en la composición de la plagioclasa hacia términos progresivamente más ricos en la molécula de albita (e incrementando también su contenido en la molécula de ortosa). Esta tendencia se aprecia en los cristales de la matriz y en los fenocristales (Figura IV.5). En estos últimos, dicha variación se identifica al observarse un ligero zonado composicional hacia bordes enriquecidos en Na (marcado con una flecha en la figura IV.5). Además, los diques más ácidos son los que presentan plagioclasa (matriz o fenocristales) con mayores contenidos en ortosa-albita y menores en anortita. Esto representa una evolución en la composición de la plagioclasa desde los términos más cálcicos, hasta los términos alcalinos. Esta misma tendencia ha sido descrita en feldespatos de rocas traquíticas originadas por fraccionamiento en una cámara magmática a partir de fundidos básicos o intermedios (Parker, 1983).

En la figura IV.5 se ha proyectado, comparativamente, el rango composicional de los fenocristales de plagioclasa de los diques de diabasa descritos en el capítulo dedicado a los lamprófidos y diabasas alcalinas del SCE, comprobándose que conforman un campo dentro del cual se inscriben los fenocristales de los diques de pórfidos básicos, mientras que los fenocristales de los diques de pórfidos intermedios o ácidos (de composición menos cálcica) se alejan, dando lugar a una tendencia que parece indicar la presencia de un proceso de cristalización fraccionada.

IV.2.1.2. Anfíbol

En los diques monzogabroideos y sieníticos del SCE, el elevado contenido en volátiles y, concretamente, en H_2O , se manifiesta en la cristalización, en un porcentaje muy importante, de fases máficas hidratadas, como el anfíbol y la biotita, similares a los que se forman en las rocas lamprofídicas. En gran parte de los trabajos que estudian el origen de los magmas sieníticos y que proponen su formación mediante un proceso de diferenciación a partir de fundidos básicos, este mineral no suele resultar una fase fundamental en el proceso de cristalización fraccionada, a diferencia de lo que ocurre con los feldespatos,

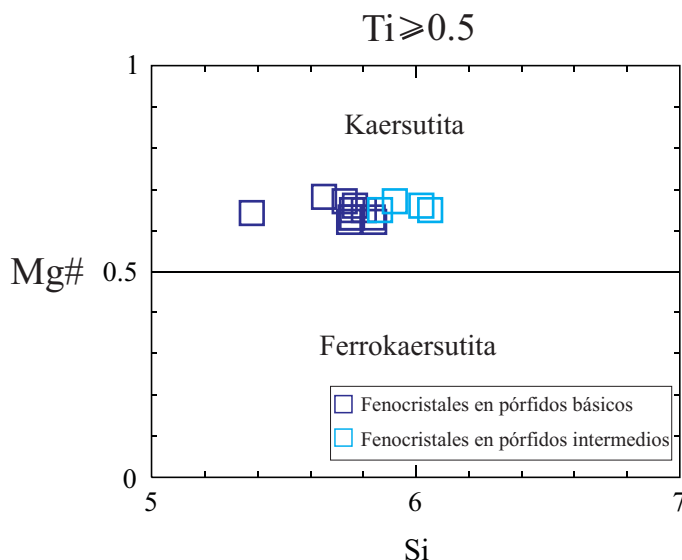


Figura IV.6. Clasificación de los fenocristales de anfíbol de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, siguiendo los criterios de Leake et al., (1997). Se han distinguido los anfíboles correspondientes a diques de composición intermedia y los de composiciones más básicas.

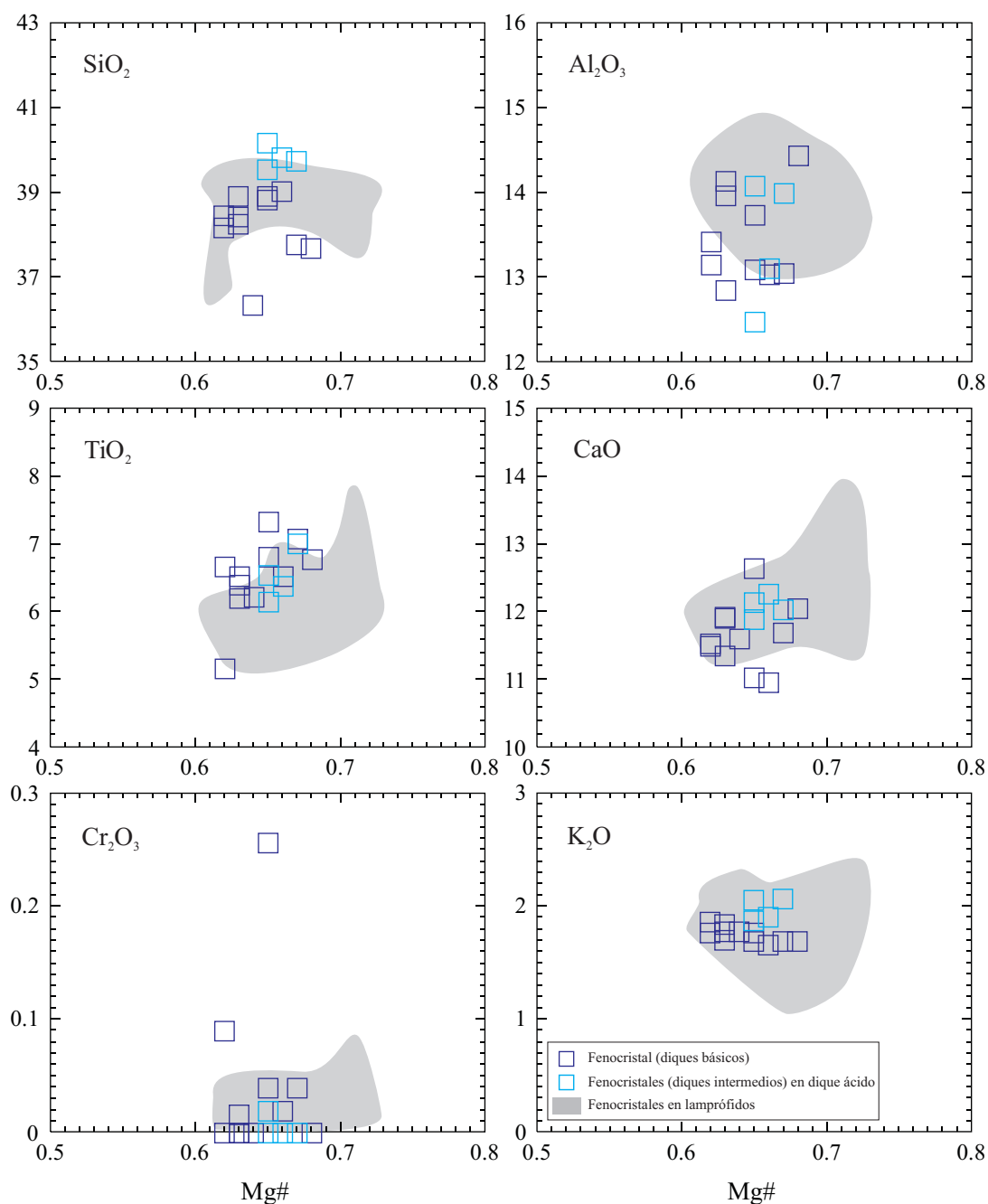


Figura IV.7. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los fenocristales de anfíbol de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, en comparación con el campo definido por los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos del SCE.

el clinopiroxeno o el olivino (Parker, 1983; Thorpe & Tindle, 1992; Yang et al., 2005). Esto indica, por lo tanto, que no son muchos los trabajos centrados en el estudio de la formación de magmas sieníticos a partir de fundidos monzogabroideos o lamprofidicos, aunque en algunos estudios se equipare la composición de las rocas básicas que originan las sienitas a la de estos últimos (Litvinovsky et al., 2002).

En los diques de pórfidos sieníticos el anfíbol fresco está presente únicamente en forma de fenocristales con una composición relativamente homogénea (Tabla IV.2): Mg# de 0.62 a 0.68; TiO₂ de 5.1-7.4%; Al₂O₃ entre 12.4-14.5%; Na₂O de 1.7-2.3% y K₂O entre 1.6-2.1%. Siguiendo los criterios de Leake et al. (1997) se clasificarían como kaersutitas (Figura IV.6).

Tabla IV.2. Composición de elementos mayores de los fenocristales de anfíbol en los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	80324	80324	80324	80324	80324	80324	80324	SY-12	SY-12	SY-12	SY-12
	19	20	21	27	28	29	108	42	44	45	54
SiO ₂	38.14	38.88	37.72	38.42	38.86	38.98	38.79	40.14	39.70	39.50	39.79
TiO ₂	6.67	6.41	7.08	5.16	6.81	6.53	7.33	6.16	7.01	6.54	6.38
Al ₂ O ₃	13.42	12.85	13.05	13.15	13.09	13.04	13.73	12.48	13.99	14.08	13.11
FeO	12.32	12.29	10.81	12.63	11.48	11.65	11.36	11.10	10.03	10.93	10.36
Cr ₂ O ₃	0.09	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02	0.26	0.02	0.00	0.00	0.00
MnO	0.19	0.20	0.08	0.21	0.10	0.19	0.09	0.21	0.19	0.13	0.13
MgO	11.23	11.60	12.08	11.37	12.02	12.53	11.62	11.55	11.52	11.63	11.47
CaO	11.53	11.34	11.69	11.49	11.03	10.95	12.63	12.13	12.02	11.88	12.26
Na ₂ O	1.95	2.04	1.70	2.01	2.11	2.26	1.91	1.82	1.96	1.96	2.03
K ₂ O	1.86	1.84	1.69	1.76	1.69	1.66	1.76	1.87	2.06	2.05	1.90
Total	97.40	97.45	95.94	96.20	97.23	97.81	99.48	97.48	98.48	98.70	97.43
Mg#	0.62	0.63	0.67	0.62	0.65	0.66	0.65	0.65	0.67	0.65	0.66
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)											
Si	5.588	5.680	5.581	5.667	5.662	5.624	5.551	5.863	5.734	5.691	5.796
Ti	0.735	0.704	0.788	0.573	0.746	0.709	0.789	0.677	0.762	0.709	0.699
Al	2.316	2.211	2.274	2.284	2.246	2.216	2.314	2.147	2.380	2.388	2.249
Fe	1.510	1.501	1.337	1.558	1.398	1.406	1.360	1.356	1.212	1.317	1.262
Cr	0.010	0.000	0.005	0.000	0.005	0.002	0.029	0.002	0.000	0.000	0.000
Mn	0.024	0.025	0.010	0.026	0.012	0.023	0.011	0.026	0.023	0.016	0.016
Mg	2.453	2.526	2.664	2.500	2.611	2.695	2.479	2.515	2.481	2.498	2.491
Ca	1.810	1.775	1.853	1.816	1.722	1.693	1.937	1.899	1.860	1.833	1.914
Na	0.554	0.578	0.488	0.575	0.596	0.632	0.530	0.515	0.549	0.548	0.573
K	0.348	0.343	0.319	0.331	0.314	0.306	0.321	0.348	0.380	0.377	0.353
Suma Cat	15.348	15.343	15.319	15.330	15.312	15.306	15.321	15.348	15.381	15.377	15.353

En la figura IV.7 se ha proyectado, para su comparación, la composición de elementos mayores de los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. Se puede apreciar que, en general, los fenocristales de anfíbol de ambos tipos de diques presentan una composición muy similar, mostrando unos valores algo menores de Al₂O₃ y Mg# y mayores de TiO₂ en los pórfidos sieníticos. También se aprecian ligeras diferencias al considerar separadamente la composición de los fenocristales de anfíbol de los diques más básicos con los de diques más evolucionados (intermedios): estos últimos son

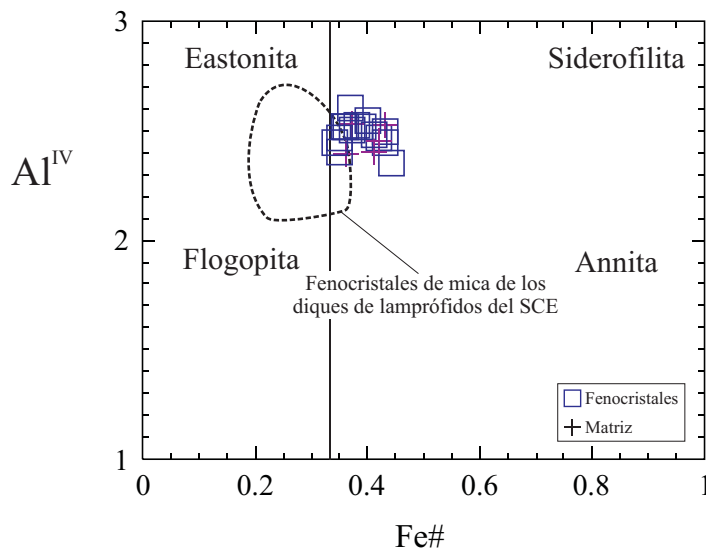


Figura IV.8. Clasificación de las micas presentes en los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. Todas ellas se proyectan principalmente en el campo de la biotita, entroncando con los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos del SCE.

algo más ricos en Si y K, y más pobres en Cr que los anfíboles de los pórfidos básicos.

Los anfíboles de los pórfidos del SCE poseen una composición muy similar a la representada por Rock (1991) para anfíboles de lamprófidios alcalinos y, también, a la de otros anfíboles pertenecientes a intrusiones monzodioríticas o sieníticas interpretadas como fundidos evolucionados por fraccionamiento a partir de un magma tefrítico, en este último caso debido a los altos contenidos en K y Ti (Litvinovsky et al., 2002). No obstante, en comparación con los anfíboles de este último trabajo (clasificados como pargasita-hagstinsita, hornblenda y edenita), con contenidos en TiO_2 entre 0.9 y 4.9%, Al_2O_3 entre el 5 y el 12% y FeO entre 12 y 18%, las kaersutitas de los pórfidos del SCE destacan por valores aún mayores para los dos primeros elementos y menores para el Fe.

IV.2.1.3. Mica

Al igual que ocurría con el anfíbol, la biotita suele jugar un papel secundario en la diferenciación de lo magmas sieníticos (Parker, 1983; Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002; Yang et al., 2005).

La mica en los diques de pórfido aparece como fenocristales y en la matriz, no existiendo diferencias entre ambos grupos en cuanto a la composición de elementos mayores (Tabla IV.3). Dada la relación Mg/Fe, tanto los fenocristales como los minerales de la matriz se clasificarían como biotitas (Heinrich et al., 1953; Figura IV.8).

Tabla IV.3. Composición de elementos mayores de las biotitas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	Matriz			Fenocristales						
	80324 26	80324 116	80324 117	80324 18	80324 30	81847 88	81847 89	81847 91	81847 93	SY-6 6
SiO ₂	34.70	35.66	35.32	34.55	34.86	36.66	36.43	36.47	35.06	36.42
TiO ₂	7.71	8.20	9.86	8.16	8.74	8.13	8.21	8.38	8.51	7.49
Al ₂ O ₃	15.03	14.57	14.35	14.06	14.70	15.12	15.28	15.57	15.09	14.62
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.18	0.00
FeO	16.31	13.15	13.97	15.43	14.39	13.45	12.92	13.15	13.04	16.76
MnO	0.33	0.00	0.00	0.33	0.00	0.18	0.06	0.10	0.10	0.11
MgO	11.97	13.18	13.27	12.11	12.73	13.93	14.29	14.00	13.26	12.14
CaO	0.03	0.05	0.09	0.00	0.02	0.00	0.06	0.02	0.00	0.01
Na ₂ O	0.50	0.54	0.62	0.55	0.69	0.52	0.44	0.49	0.45	0.63
K ₂ O	9.11	8.90	8.75	8.67	8.56	8.91	9.10	8.98	9.15	8.67
Total	95.75	94.25	96.23	93.86	94.69	96.92	96.79	97.19	94.84	96.85
Mg#	0.57	0.64	0.63	0.58	0.61	0.65	0.66	0.65	0.64	0.56
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)										
Si	5.480	5.610	5.470	5.540	5.490	5.600	5.560	5.540	5.490	5.650
AlIV	2.520	2.390	2.530	2.460	2.510	2.400	2.440	2.460	2.510	2.350
AlVI	0.273	0.307	0.086	0.193	0.217	0.318	0.307	0.328	0.273	0.320
Ti	0.920	0.970	1.150	0.980	1.040	0.930	0.940	0.960	1.000	0.870
Fe2	2.150	1.730	1.810	2.070	1.900	1.720	1.650	1.670	1.710	2.170
Cr	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
Mn	0.040	0.000	0.000	0.040	0.000	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010
Mg	2.820	3.090	3.060	2.890	2.990	3.170	3.250	3.170	3.100	2.810
Ca	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.150	0.160	0.190	0.170	0.210	0.150	0.130	0.140	0.140	0.190
K	1.830	1.780	1.730	1.770	1.720	1.740	1.770	1.740	1.830	1.720
Suma Cat.	16.203	16.047	16.036	16.113	16.077	16.048	16.067	16.018	16.083	16.090

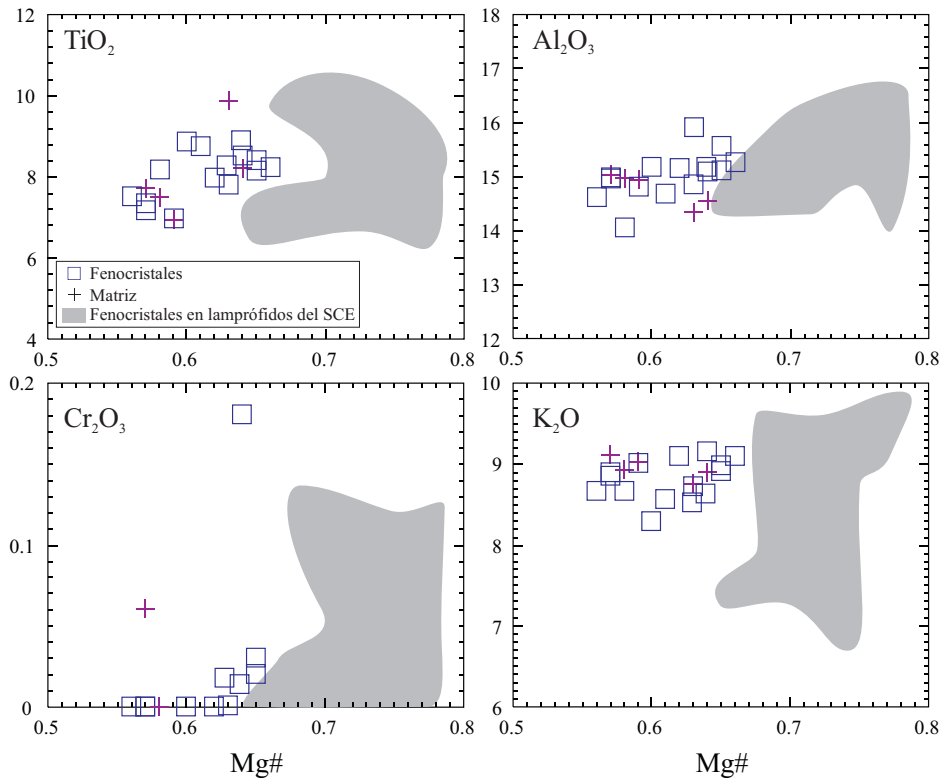


Figura IV.9. Composición en elementos mayores (porcentaje en peso) de las biotitas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con el rango definido por los fenocristales de flogopita de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

Tabla IV.4. Composición de elementos mayores de las espinelas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	80324 23	80324 32	80324 106	80324 114	SY-6 3	SY-6 7
SiO ₂	0.63	0.08	0.77	1.16	0.33	0.09
TiO ₂	17.59	14.97	22.36	15.51	11.11	6.13
Al ₂ O ₃	4.80	7.56	2.30	1.81	4.18	2.56
FeO	48.47	45.64	52.41	45.78	42.11	37.16
Fe ₂ O ₃	27.81	29.86	21.77	33.90	41.84	54.18
MnO	0.00	0.09	0.17	0.17	0.02	0.14
MgO	0.04	0.00	0.47	0.54	0.26	0.03
CaO	0.08	0.08	0.05	0.06	0.02	0.02
Na ₂ O	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	99.50	98.29	100.30	98.96	99.87	100.30
Fe ²⁺ #	99.83	100	98.33	97.71	98.77	99.79
Cations calculados en base a 32 O						
Si	0.210	0.030	0.250	0.400	0.110	0.030
Ti	4.320	3.710	5.360	3.990	2.910	1.720
Al	1.850	2.940	0.860	0.730	1.710	1.120
Fe ³⁺	6.170	6.640	4.830	7.670	9.360	12.270
Fe ²⁺	11.950	11.280	12.920	11.510	10.470	9.350
Mn	0.000	0.030	0.050	0.050	0.010	0.040
Mg	0.020	0.000	0.220	0.270	0.130	0.020
Ca	0.030	0.030	0.020	0.020	0.010	0.010
Na	0.050	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Suma Cat.	24.600	24.660	24.510	24.660	24.710	24.560

Se caracterizan, en su conjunto, por restringirse a un rango relativamente homogéneo, con valores de Mg# entre 0.56 y 0.66 y altos contenidos en TiO_2 (6.9-10%) y Al_2O_3 (14-16%) (Figura IV.9). Su composición es muy similar a la de los fenocristales de mica de los diques de lamprófidos y diabasas, diferenciándose exclusivamente en sus menores valores de Mg#.

La composición de las micas de los pórfidos se diferencia de biotitas o flogopitas presentes en otras rocas similares (monzogabros y sienitas) únicamente por su alto contenido en TiO_2 y Al_2O_3 (Litvinovsky et al., 2002; Dostal et al., 2003). Comparadas con el amplio espectro que definen las micas de los lamprófidos alcalinos ($\text{TiO}_2 = 0.2\text{-}10.3\%$, $\text{MgO}/\text{FeO}_t = 0.1\text{-}3$; Rock, 1991), muestran valores de TiO_2 entre los más altos (6.9-10%) y, por el contrario, menores de MgO/FeO_t (0.16-0.25).

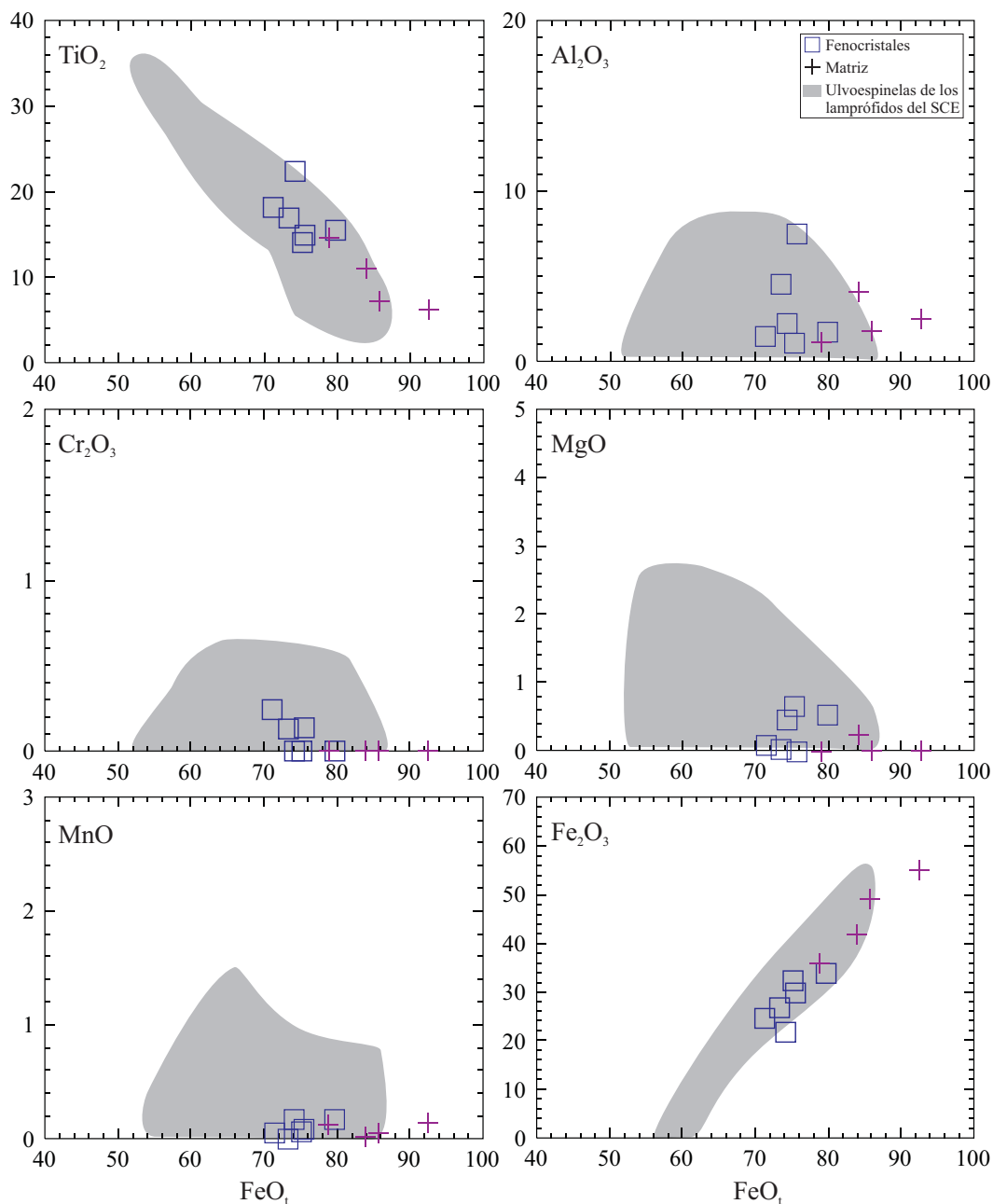


Figura IV.10. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de las Ti-magnetitas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con las ulvoespinelas-Ti-magnetitas de los lamprófidos del SCE.

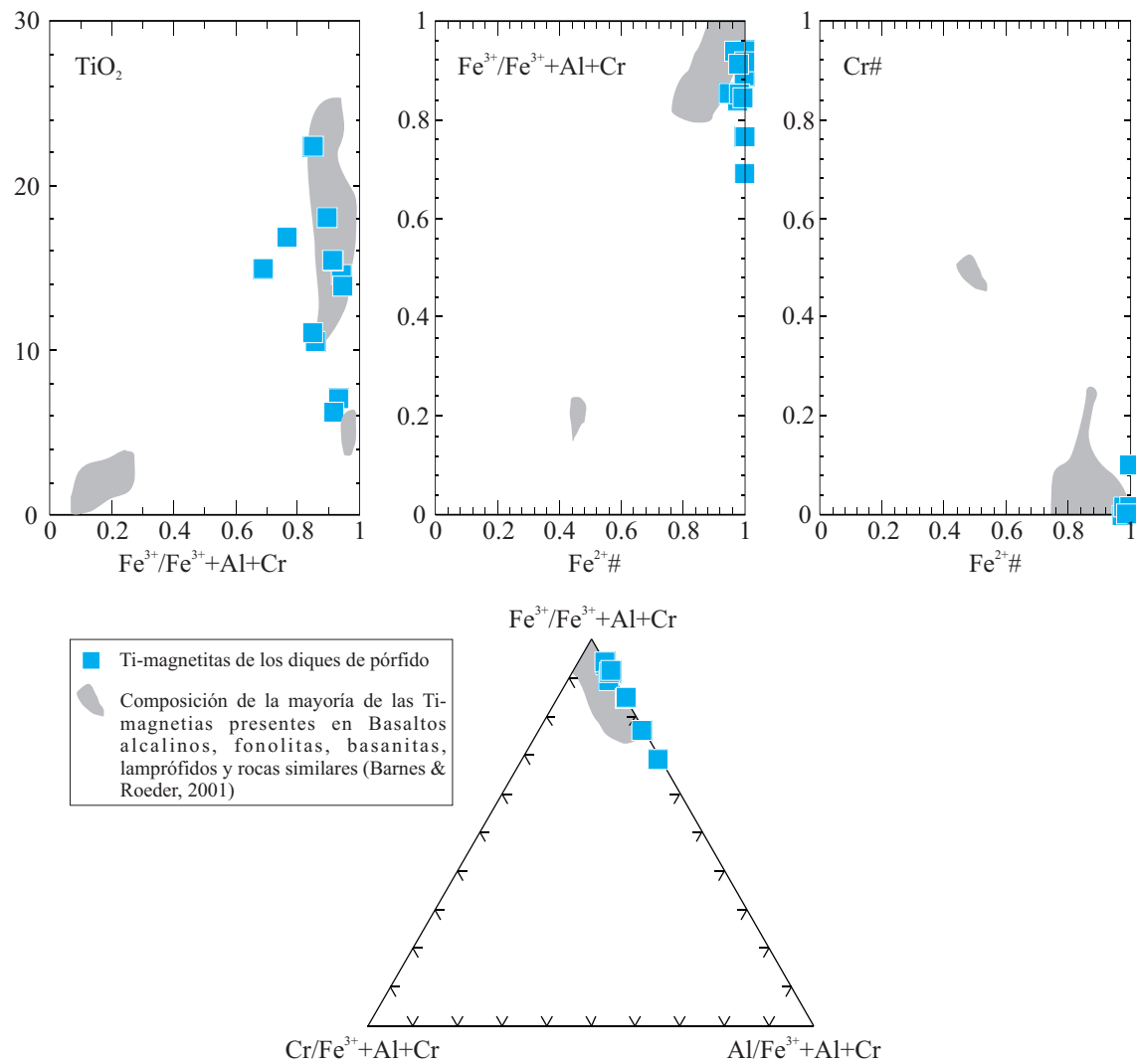


Figura IV.11. Diagramas comparativos con la composición (expresada en a.p.f.u.) de las espinelas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, donde se aprecia que la composición de estos minerales es muy similar a la que con mayor frecuencia muestran las espinelas presentes en rocas alcalinas según el estudio de Barnes & Roeder (2001).

IV.2.1.4. Ti-magnetita

A diferencia de lo que ocurría en los diques de lamprófidos, los pórfidos no presentan espinela aluminica en ningún caso, perteneciendo los minerales opacos a la serie magnetita-ulvoespinela (tanto en la matriz como los fenocristales) (Tabla IV.4).

Las Ti-magnetitas de los diques monzo-sieníticos del SCE se caracterizan por valores de TiO_2 comprendidos entre el 6 y el 22%, bajos contenidos en Cr_2O_3 ($< 0.25\%$) y MnO ($< 0.2\%$) y altos de Fe_2O_3 (21-55%) y Al_2O_3 (1-8%) (Figura IV.10). Muestran una tendencia al incremento del contenido en hierro férrico (Fe_2O_3) y a la disminución en TiO_2 a medida que se hace mayor el FeO_t . Los fenocristales están empobrecidos en Fe y enriquecidos en Ti respecto a la composición de los cristales de la matriz. En la figura IV.10 se ha proyectado, también, la composición de las ulvoespinelas-Ti-magnetitas de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, observándose que existe una notable similitud en su composición, aunque en los diques de pórfidos rojos tienden hacia mayores valores de Fe y menores de Ti.

Tabla IV.5. Composición de elementos mayores de los apatitos de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	SY-12 43	SY-12 46	SY-12 48	SY-12 50
SiO ₂	0.02	0.10	0.12	0.12
TiO ₂	0.02	0.05	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	0.34	0.45	0.38	0.45
MnO	0.12	0.09	0.10	0.06
MgO	0.21	0.15	0.04	0.08
SrO	0.19	0.19	0.16	0.17
CaO	52.13	52.42	52.55	52.86
Na ₂ O	0.20	0.17	0.30	0.16
K ₂ O	0.00	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	43.24	43.60	42.81	43.05
F	2.23	2.58	2.23	2.77
Cl	0.54	0.59	0.63	0.51
Total	99.25	100.41	99.33	100.24
Cationes calculados en base a 26 (O, OH, F, Cl)				
Si	0.004	0.017	0.021	0.021
Ti	0.000	0.010	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.050	0.066	0.055	0.065
Mn	0.018	0.013	0.014	0.009
Mg	0.055	0.039	0.010	0.021
Sr	0.019	0.019	0.016	0.017
Ca	9.789	9.801	9.798	9.833
Na	0.068	0.058	0.101	0.054
K	0.000	0.004	0.002	0.002
P	6.416	6.442	6.307	6.328
F	1.236	1.424	1.227	1.521
Cl	0.160	0.175	0.186	0.150
Suma Cat.	17.815	18.068	17.737	18.021

La Ti-magnetita es un mineral muy frecuente en magmas alcalinos, dando lugar a amplios rangos de variación composicional atendiendo al contenido de Al, Cr, Fe²⁺, Fe³⁺ y Ti. La composición de esta fase en los diques de pórfido del SCE, por su elevado contenido en Fe³⁺ y Ti, frente a la escasez del Mg, Cr y

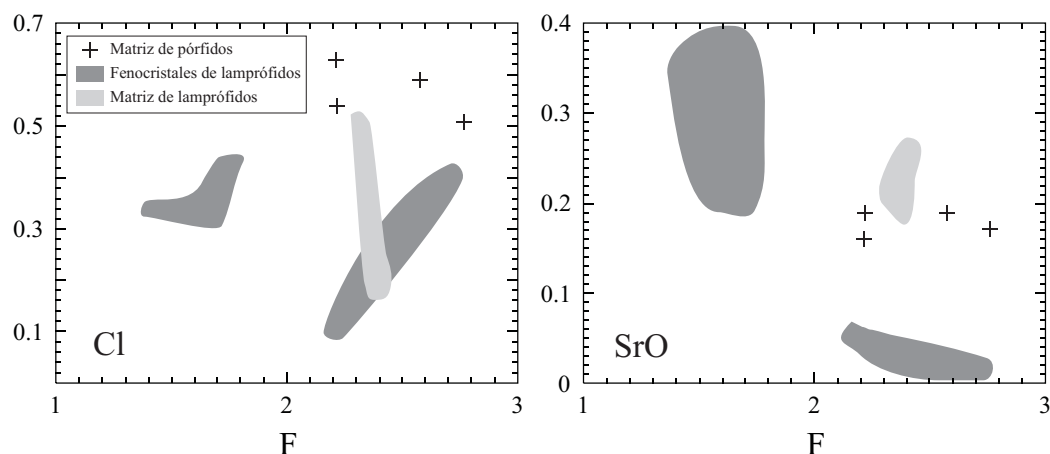


Figura IV.12. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los apatitos de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, en comparación con los apatitos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

Tabla IV.6. Composición de elementos mayores de los circones y monacitas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	Circón			Monacita	
	SY-20	SY-20	SY-20	SY-20	SY-20
	2	3	4	1	5
SiO ₂	29.81	25.25	23.54	2.26	2.76
TiO ₂	0.15	0.26	0.25	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.40	1.50	1.39	0.12	0.00
FeO	0.91	1.05	2.19	0.00	0.00
MnO	0.03	0.12	0.11	0.00	0.00
MgO	0.04	0.15	0.17	0.00	0.00
CaO	0.81	1.59	1.74	0.12	0.08
P ₂ O ₅	0.87	0.71	0.58	28.10	28.19
ZrO ₂	55.47	57.10	51.83	0.10	0.00
HfO ₂	2.68	1.79	0.87	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	2.47	1.66	2.29	0.07	0.03
UO ₂	0.21	0.70	0.61	0.20	0.28
ThO ₃	0.44	3.79	5.87	1.77	2.35
La ₂ O ₃	-	-	-	32.72	30.11
Ce ₂ O ₃	-	-	-	29.00	30.33
Pr ₂ O ₃	-	-	-	1.38	1.49
Nd ₂ O ₃	-	-	-	2.64	2.76
Gd ₂ O ₃	-	-	-	2.96	2.91
RE ₂ O ₃	3.52	2.63	2.88	-	-
Total	98.80	98.28	94.33	101.44	101.30
Cationes calculados en base a 16 O para el circón y 4 O para la monacita					
Si	3.797	3.384	3.348	0.087	0.104
Ti	0.014	0.026	0.027	0.000	0.000
Al	0.210	0.237	0.233	0.006	0.000
Fe	0.097	0.117	0.260	0.000	0.000
Mn	0.004	0.014	0.013	0.000	0.000
Mg	0.008	0.030	0.037	0.000	0.000
Ca	0.110	0.228	0.265	0.005	0.003
P	0.090	0.080	0.070	0.920	0.900
Zr	3.446	3.732	3.595	0.002	0.000
Hf	0.100	0.070	0.040	0.000	0.000
U	0.010	0.020	0.020	0.000	0.000
Th	0.010	0.120	0.190	0.020	0.020
La	-	-	-	0.460	0.420
Ce	-	-	-	0.410	0.420
Pr	-	-	-	0.020	0.020
Nd	-	-	-	0.040	0.040
Gd	-	-	-	0.040	0.040
REE	0.170	0.120	0.120	-	-
Suma Cat.	8.066	8.178	8.218	2.010	1.967

Al, posee las características propias de las Ti-magnetitas de lamprófidos y basaltos alcalinos (Rock, 1991; Barnes & Roeder, 2001) (Figura IV.11).

IV.2.1.5. Apatito

Este mineral aparece en forma de microfenocristales o cristales de la matriz. En cualquier caso su composición es muy homogénea (Tabla IV.5), con contenidos de Cl entre 0.51-0.63%, SrO entre 0.16-0.19% y F entre 2.2-2.8%. Son, por lo tanto, fluorapatitos. Esta composición se asemeja mucho a la de los apatitos tipo B que describen O'Reilly & Griffin (2000) y que ligan a un proceso de cristalización a partir de un fundido carbonatado-silicatado, contrastando con los apatitos tipo A de origen metasomático, ricos en Cl y pobres en F, y también es similar a la composición de los que aparecen en sienitas originadas por diferenciación de magmas básicos (Litvinovsky et al., 2002).

Tabla IV.7. Composición de elementos traza de los fenocristales de anfíbol de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	80324	80324	80324	80324	80324	80324
	1	3	6	7	9	11
Ti	35610	34950	35550	33540	35310	34220
Ba	959	877	990	836	1039	993
Rb	12.27	9.68	11.23	26.82	12.65	11.21
Sr	955	926	1027	825	1039	902
Pb	0.62	0.83	0.52	0.87	0.79	0.69
Th	0.20	0.15	0.16	0.14	d.l.d.	d.l.d.
Zr	97.8	97.7	108.7	79.7	87.0	133.6
Nb	62.05	56.52	58.17	56.80	53.78	85.11
Y	29.04	30.52	31.96	40.58	27.90	38.58
Sc	36.45	36.65	40.06	49.69	37.91	40.51
V	416.2	370.6	413.2	455.0	435.1	320.8
Ta	2.95	3.05	3.29	2.89	2.77	4.53
Hf	3.42	3.13	3.78	3.09	3.17	4.63
Cr	13.60	12.15	12.75	27.78	12.57	12.46
La	14.66	13.29	14.36	13.45	12.19	20.63
Ce	46.36	41.98	44.51	42.78	39.11	62.48
Pr	8.02	7.36	7.55	7.41	6.63	10.38
Nd	41.13	38.90	41.35	42.01	36.83	55.98
Sm	11.25	10.30	10.16	10.81	9.60	12.69
Eu	3.32	3.56	3.44	3.80	3.20	4.25
Gd	8.74	8.04	9.47	10.11	7.46	9.99
Tb	1.29	1.22	1.32	1.34	1.09	1.49
Dy	6.31	6.87	7.02	8.63	5.88	8.55
Ho	1.27	1.30	1.28	1.54	1.24	1.47
Er	2.76	2.79	3.13	4.17	2.77	4.16
Tm	0.40	0.39	0.35	0.50	0.44	0.49
Yb	1.86	2.00	2.32	2.88	2.25	2.94
Lu	0.24	0.32	0.32	0.37	0.36	0.41

d.l.d.: por debajo del límite de detección

Al compararlos con los apatitos de los lamprófidos del SCE (Figura IV.12) se aprecia que su composición se asemeja a la de los apatitos de la matriz de todos los diques de lamprófido en general, aunque se diferencian ligeramente por presentar mayores concentraciones de Cl.

IV.2.1.6. Minerales accesorios

Algunos de los elementos traza que, como se verá después, están presentes en altas concentraciones dentro de estos diques monzo-sieníticos (p.e. Zr, Th y REE), deben albergarse en minerales accesorios. Con la ayuda de la microsonda electrónica hemos localizado y analizado dos fases accesorias en la matriz de estas rocas: el circón y la monacita (cuya composición se presenta en la Tabla IV.6, aunque no se ha logrado que todos los análisis sumen correctamente). Los circones se caracterizan por contenidos en ZrO en el rango 51.8-55.5%, altos contenidos en HfO₂ (0.8-2.7%), Y₂O₃ (1.6-2.5%), bajos de UO₂ (0.2-0.7%) y muy variables de ThO₂ (0.4-5.9%). Las monacitas, por su parte, poseen concentraciones de La₂O₃ y Ce₂O₃ próximas, respectivamente, a 30.8-32.8% y 29-31.1%, y de ThO₂ en el rango 1.7-2.4%.

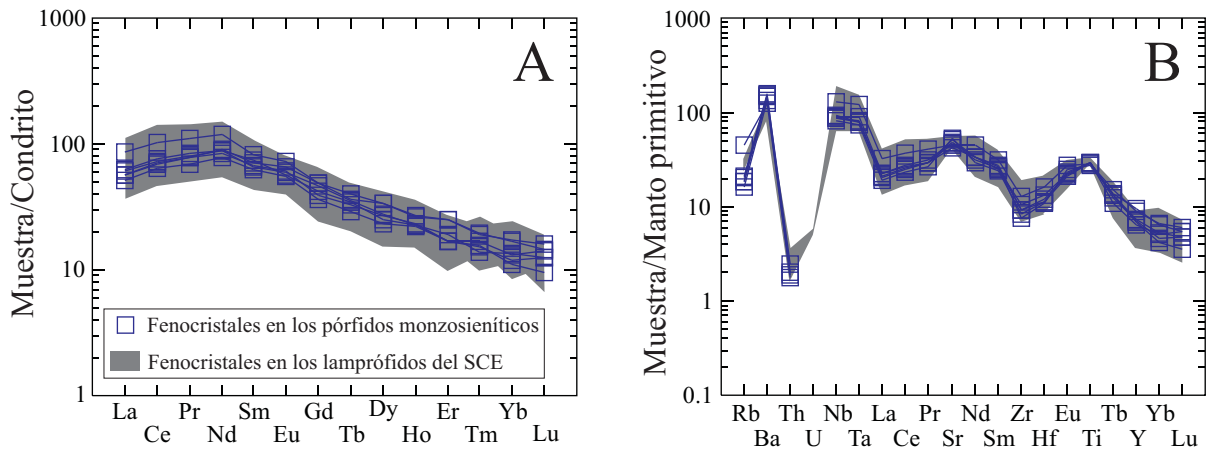


Figura IV.13. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los fenocristales de anfíbol de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. Se puede apreciar la enorme similitud composicional de estos minerales con los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos del SCE (área sombreada).

IV.2.2. ELEMENTOS TRAZA

IV.2.2.1. Anfíbol

La composición en elementos traza de los fenocristales de anfíbol de los pórfidos monzo-sieníticos es muy homogénea (Tabla IV.7) y se caracteriza por presentar elevados contenidos en gran cantidad de elementos traza. De entre ellos destacan el Ba (836-1039 ppm), Sr (825-1039), Nb (53-86 ppm) y Ta (2.7-4.6 ppm).

En la figura IV.13 (diagramas multielementales normalizados al condrito y al manto primitivo) se aprecia que su composición es prácticamente idéntica a la de los fenocristales de anfíbol de los diques de lamprófidos del SCE. Al igual que aquellos, muestran un espectro de REE normalizado al condrito de forma convexa en las LREE y fraccionado hacia las HREE. Este patrón es similar al que Irving & Frey

Tabla IV.8. Composición de elementos traza de los fenocristales de plagioclase de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	80324	80324	80324	80324	80324
	2	4	5	8	10
Ba	659.5	589.6	660.6	878.2	653.6
Rb	3.09	2.58	3.03	3.80	2.98
Sr	2834	2933	2977	3310	3392
Pb	1.34	1.23	1.20	1.44	1.53
Y	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.27	d.l.d.
Sc	d.l.d.	4.27	3.88	3.46	4.20
V	1.19	0.90	0.70	0.74	0.73
Cr	11.35	10.26	10.27	17.66	10.68
Hf	0.19	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
La	6.52	6.10	6.52	8.26	8.73
Ce	8.81	9.18	9.55	11.12	12.04
Pr	0.72	0.88	0.70	0.91	1.03
Nd	2.69	2.46	2.79	2.64	3.06
Eu	0.90	0.95	0.92	1.05	0.96

d.l.d.: por debajo del límite de detección

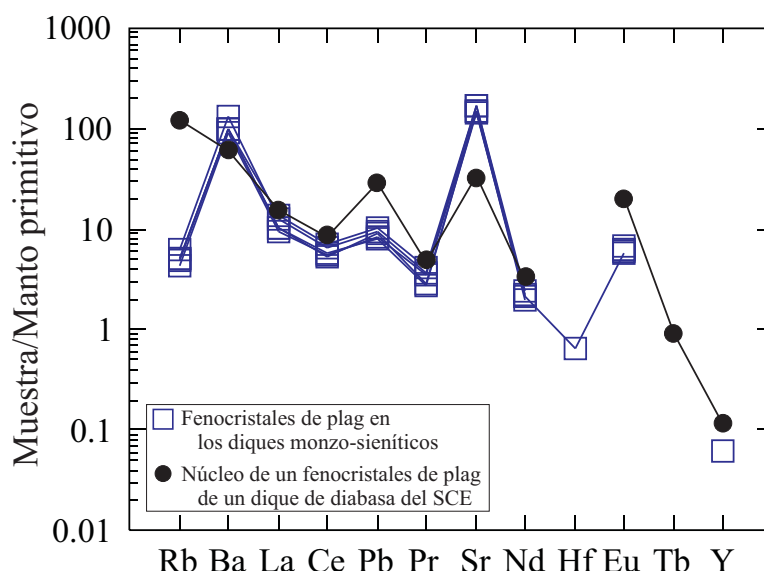


Figura IV.14. Composición de elementos traza incompatibles normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los fenocristales de plagioclasa de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición de un fenocristal de plagioclasa de un dique de diabasa del SCE.

describían en megacristales de anfíbol interpretados como acumulados magmáticos formados a elevada presión a partir de fundidos basálticos. Los diagramas multielementales normalizados al manto primitivo se caracterizan, también, por anomalías positivas de Ba, Nb-Ta, Sr y Ti, así como negativas de Th y Zr-Hf. Esta similitud en la composición sugiere la existencia de una relación genética directa entre los diques de lamprófito y los pórfidos monzoníticos más básicos, en los que aparecen los fenocristales de anfíbol.

IV.2.2.2. Plagioclasa

Los fenocristales de plagioclasa analizados se encuentran dentro de los diques de pórfidos más básicos, siendo estos diques los que se encuentran menos alterados. Su composición en elementos traza es muy homogénea (Tabla IV.8), caracterizándose por altos contenidos en Ba (590-880 ppm) y Sr (2800-3400 ppm) y también en LREE (con valores de La y Ce entre 5 y 10 veces los del manto primitivo). En el espectro multielemental normalizado al manto primitivo destacan las anomalías positivas de Ba, Pb, Sr y Eu (Figura IV.14). Esta composición se encuentra dentro del rango de valores que poseen plagioclasas formadas a partir de magmas básicos (Jang & Naslund, 2001; Halama et al., 2002), destacando los elevados contenidos de las LREE.

Aunque los fenocristales de plagioclasa muestran una composición de elementos traza muy similar a la del núcleo del fenocristal de plagioclasa analizado en un dique de diabasa, existen ciertas diferencias: el contenido en Rb, Pb y Eu de los fenocristales de plagioclasa de los pórfidos es menor que en el de la diabasa y es mayor la concentración de Sr. En cualquier caso, como se verá en la discusión, las diferencias existentes en cuanto a relaciones isotópicas no permite establecer relaciones genéticas entre los diques de pórfidos y los de diabasas (diques isotópicamente empobrecidos), pero sí con los lamprófitos isotópicamente enriquecidos, con los que se asocia en su afloramiento.

IV.3. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

IV.3.1. CLASIFICACIÓN DE LOS DIQUES

La clasificación de estos diques se ha realizado teniendo en cuenta su composición en SiO_2 , Na_2O y K_2O (Figura IV.15; diagrama TAS de Le Bas et al., 1986) y la composición normativa (norma CIPW en Tabla IV.9) proyectada en el diagrama de Streckeisen (1973) (Figura IV.16B) y el de Streckeisen & Le Maitre (1979) que considera los siguientes parámetros: $(100Q)/(Q+Ab+An+Or)$, $(100F)/(F+Ab+An+Or)$ y $(100An)/(An+Or)$, donde Q , Ab , An , Or y F son los porcentajes correspondientes a las fases cuarzo, albita, anortita, ortosa y la suma de feldespatoides, respectivamente, resultantes de la aplicación de la norma CIPW (Figura IV.16A).

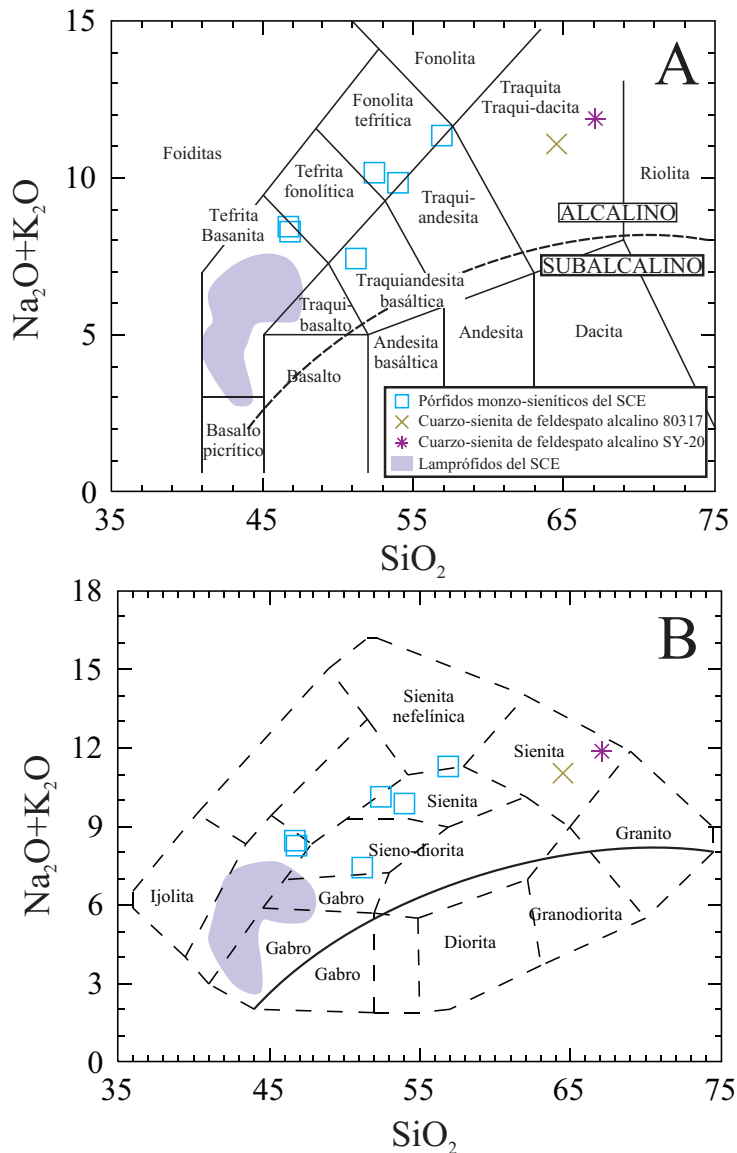


Figura IV.15. A: Diagrama TAS de clasificación de rocas volcánicas extraído de Le Bas et al. (1986). B: Diagrama TAS de clasificación con terminología de rocas plutónicas (Cox et al., 1979). En ambas figuras se ha representado el campo de los diques de lamprófidos del SCE a modo de comparación (área violeta).

Si proyectamos la sílice contra el contenido en álcalis en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), se observa que los pórfidos sieníticos cubren un amplio rango composicional que abarcaría los campos siguientes: tefrita, fonolita tefrítica, traquiandesita basáltica y traquita. A modo de comparación, en el mismo diagrama se ha proyectado el campo correspondiente a los diques de lamprófidio, que conforman un grupo mucho más homogéneo en torno al campo de la tefrita-basanita, pero que se aproxima a los pórfidos sieníticos más básicos (Figura IV.15).

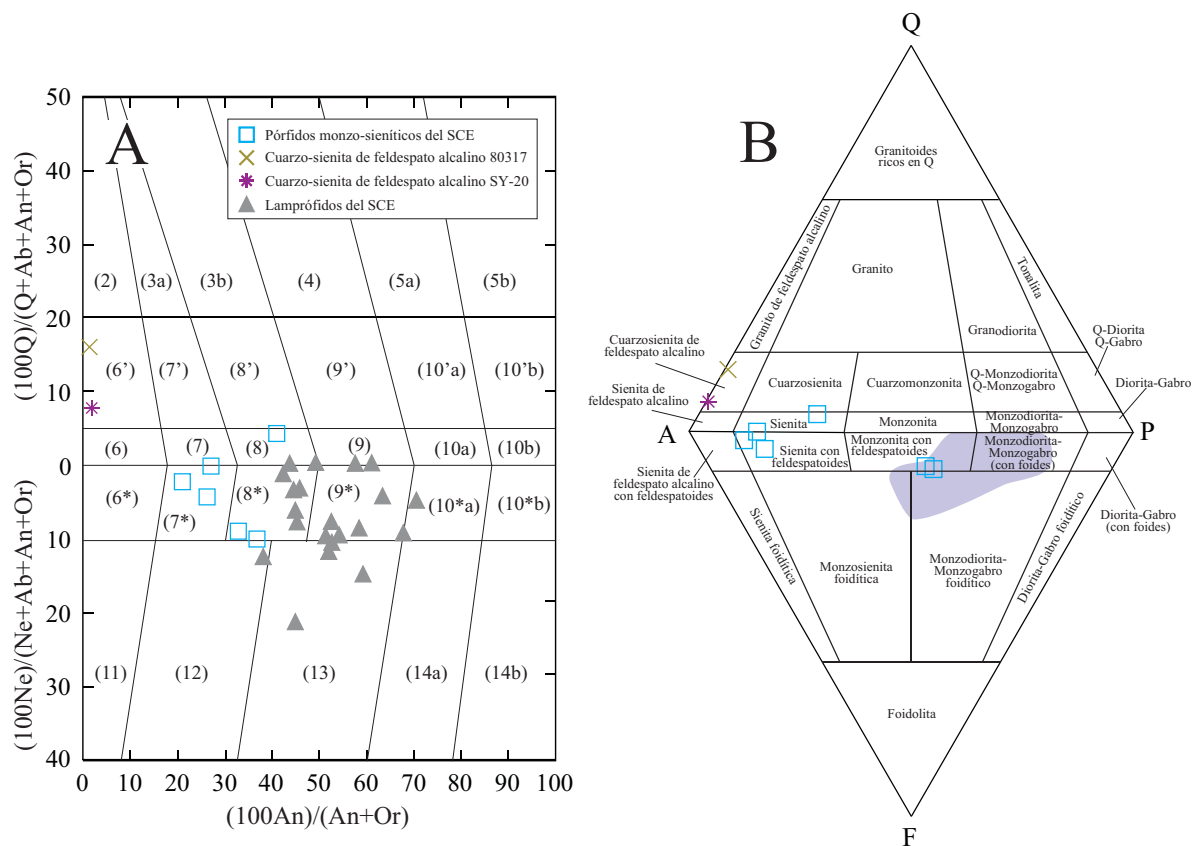


Figura IV.16. A: Diagrama de clasificación de rocas ígneas tomado de Streckeisen & Le Maitre (1979) basado en la composición normativa de la roca (en los contenidos de las moléculas de Q, Ab, Or, An y Ne). Los números entre paréntesis representan los términos de la clasificación QAPF de Streckeisen (1976): (2): granito de feldespato alcalino, (3a): leucogranito, (3b): monzogranito, (4): granodiorita, (5a) y (5b): tonalita, (6): sienita de feldespato alcalino, (6'): cuarzo-sienita de feldespato alcalino, (6*): sienita de feldespato alcalino con feldespatoides, (7): sienita, (7'): cuarzo-sienita, (7*): sienita con feldespatoides, (8): monzonita, (8'): cuarzo-monzonita, (8*): monzonita con feldespatoides, (9): monzodiorita y monzogabro, (9'): cuarzo-monzodiorita y cuarzo-monzogabro, (9*): monzodiorita y monzogabro con feldespatoides, (10a) y (10b): diorita y gabro, (10'a) y (10'b): cuarzo-diorita, cuarzo-gabro y cuarzo-anortosita, y (10*a) y (10*b): diorita y gabro con feldespatoides. B: Diagrama de clasificación modal de rocas plutónicas de Streckeisen (1976). El área violeta representa el conjunto de datos de diques de lamprófidio y diabasas del SCE.

El diagrama de Streckeisen & Le Maitre (1979) es una aproximación a la clasificación según el QAPF de Streckeisen (1973) en la que los términos feldespáticos empleados en el eje de ordenadas son solamente la ortosa y la anortita normativas, y que muestra la terminología plutónica empleada por Streckeisen (1976). Los diques pueden ser tanto *Q*-normativos como *Ne*-normativos (Tabla IV.9). A la hora de proyectar las muestras en el diagrama de Streckeisen & Le Maitre (1979) (Figura IV.16A), en el caso concreto de los diques más básicos (80324 y 103668), el término albitico (*Ab*) se ha introducido dentro del vértice P, ya que en estos diques el feldespato dominante es la plagioclasa y el feldespato alcalino está presente únicamente, y en menor proporción, dentro de la matriz. Para el resto de diques, en los que el feldespato alcalino

Tabla IV.9. Composición normativa (CIPW) y de elementos mayores de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE*

Dique	Puerto del Pico		San Bartolomé de Pinares					
Muestra	81847	SY-12	80324	103668	80325	SY-5	80317	SY-20
SiO ₂	51.18	54.04	46.68	46.88	52.15	56.00	64.51	67.12
TiO ₂	2.38	1.77	2.75	2.73	1.60	1.06	0.56	0.17
Al ₂ O ₃	17.03	17.82	16.39	16.89	18.32	18.07	18.05	17.13
Fe ₂ O ₃	9.19	8.07	9.53	9.36	6.82	4.84	2.23	1.89
MnO	0.14	0.16	0.14	0.16	0.13	0.15	0.00	0.07
MgO	3.61	2.41	3.77	3.92	2.05	1.24	0.68	0.03
CaO	4.60	3.29	5.62	6.16	3.54	2.87	0.24	0.12
Na ₂ O	2.71	4.23	3.58	3.64	4.44	4.86	3.38	7.00
K ₂ O	4.73	5.62	4.87	4.63	5.89	6.47	7.67	4.87
P ₂ O ₅	0.53	0.69	0.53	0.43	0.73	0.43	0.10	0.14
LOI	3.94	1.66	5.13	5.23	4.00	3.70	2.42	0.99
Total	100.04	99.76	98.99	100.03	99.67	99.69	99.84	99.53
Mg#	0.44	0.37	0.44	0.45	0.37	0.34	0.38	0.03
Q	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	14.6	7.6
C	0.2	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	4.1	0.1
Or	29.1	33.9	30.7	28.9	36.4	39.9	46.6	29.2
Ab	23.8	36.4	20.3	19.2	31.5	36.8	29.3	60.0
An	20.5	12.5	15.2	16.9	13.2	8.7	0.6	0.6
Ne	0.0	0.0	6.5	7.2	4.2	3.2	0.0	0.0
Di	0.0	0.0	8.8	9.9	0.6	2.8	0.0	0.0
Hy	9.4	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.1
Ol	0.0	2.3	4.2	4.0	3.6	1.4	0.0	0.0
Mt	0.5	0.5	0.5	0.6	0.4	0.5	0.0	0.2
Hm	9.2	7.9	9.8	9.5	6.8	4.7	2.3	1.8
Il	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ap	1.2	1.5	1.2	1.0	1.7	1.0	0.2	0.0

*Datos de elementos mayores obtenidos via ICP-AES (ver detalles en metodología)

aparece también como fenocristal o en forma de bordes en fenocristales de plagioclasa, el componente *Ab* se ha incorporado al vértice A. Esto se ha hecho para mantener cierta coherencia entre los resultados que se desprenden de la norma CIPW y la mineralogía que se observa en la roca, puesto que de incorporar todo el componente *Ab* en el vértice A, todos los diques se clasificarían como sienitas, y de introducirlo en el vértice P, todos se clasificarían como monzonitas. El resultado habría sido, en el primer caso, el de denominar como sienita a los diques más básicos y compuestos casi exclusivamente por feldespato de tipo plagioclasa, y, en el segundo caso, el de denominar monzonita a los diques más ácidos, en los que la plagioclasa está ausente y abundan los fenocristales de feldespato alcalino. Finalmente, los términos que obtenemos de la manera propuesta son acordes con la petrografía de los diques y corresponderían con los de monzonita con feldespatoideos, sienita con feldespatoideos, sienita y cuarzosenita de feldespato alcalino (terminología para rocas plutónicas).

Los datos anteriores apuntan a una evolución de los diques desde términos subsaturados a los sobresaturados que comenzaría en una roca de tipo monzonita con feldespatoideos y llegaría hasta una de tipo cuarzosenita de feldespato alcalino. Esto también se puede observar en el diagrama extraído de De la Roche et al. (1980) (Figura IV.17), donde se proyectan dos parámetros: R1 y R2 que consideran la composición de las rocas en los contenidos de la mayor parte de elementos mayoritarios (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na y K), expresada en milicaciones y cuyo cálculo se describe en el pie de figura.

La terminología expresada en las figuras IV.15B y IV.17, por ser un trabajo anterior a las primeras revisiones de la IUGS (Le Maitre et al., 1989) sobre clasificación y nomenclatura de rocas ígneas, debe considerarse obsoleta, por lo que la aquí empleada corresponde con la posterior a dichas revisiones.

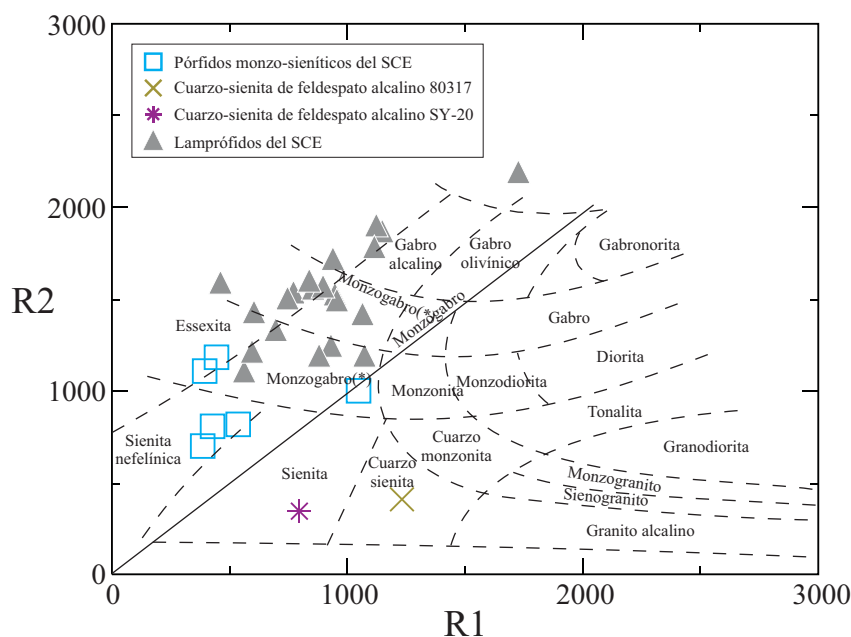


Figura IV.17. Diagrama de clasificación de rocas ígneas de De la Roche et al. (1980) basado en la composición química de elementos mayores en el que se han representado los diques de pórfidos monzo-sieníticos y los de lamprófidos y diabasas (triángulos) a modo de comparación. $R1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ y $R2 = 6Ca+2Mg+Al$.

Pese a esto, en la figura IV.17 de De la Roche et al. (1980) se han sustituido los términos de sienogabro y sienodiorita (no aceptados actualmente por la IUGS) por los de monzogabro, más acordes con las clasificaciones actuales.

IV.3.2. ELEMENTOS MAYORES

La composición de elementos mayores de los diques de pórfidos sieníticos se caracteriza por una marcada heterogeneidad, yendo desde términos básicos ($SiO_2 = 46\%$) hasta términos ácidos ($SiO_2 = 67\%$) (Tabla IV.9). Esta variación composicional parece representar una tendencia que podría deberse a un proceso de fraccionamiento cristalino, por presentar inflexiones acusadas en ciertos diagramas (p.e. Al_2O_3 y P_2O_5 ; Figura IV.18).

Al igual que ocurría con la mayoría de los diques de lamprófidos del SCE, los pórfidos rojos son marcadamente potásicos si tenemos en cuenta los criterios de Le Bas et al. (1986) y Le Maitre et al. (2002). Las únicas excepciones las constituyen los dos diques más ácidos analizados: la muestra SY-20, que se proyecta en el campo sódico, y la muestra 80317 que, de acuerdo con Foley et al. (1987) ($K_2O/Na_2O > 2$), lo haría en el campo ultrapotásico (Figura IV.19A). Al proyectar la sílice contra el óxido de potasio todas las muestras caen en el campo de las rocas shoshoníticas (Figura IV.19B).

De una manera general, la tendencia de variación de la composición de los diques puede dividirse en dos etapas: la primera está marcada por un enriquecimiento en SiO_2 (46-67%), Al_2O_3 (16-19%), Na_2O (2.7-7%), K_2O (4.6-7.6%) y P_2O_5 (0.43-0.73%), y por un empobrecimiento en TiO_2 (2.75-0.17%), Fe_t (8.5-1.7%; expresado como la suma de $FeO+Fe_2O_3$) y CaO (6.1-0.12%), a medida que disminuye la cantidad de MgO (3.9-0.03%); la segunda es idéntica a la anterior con la excepción del Al, P, Na y K, los dos primeros

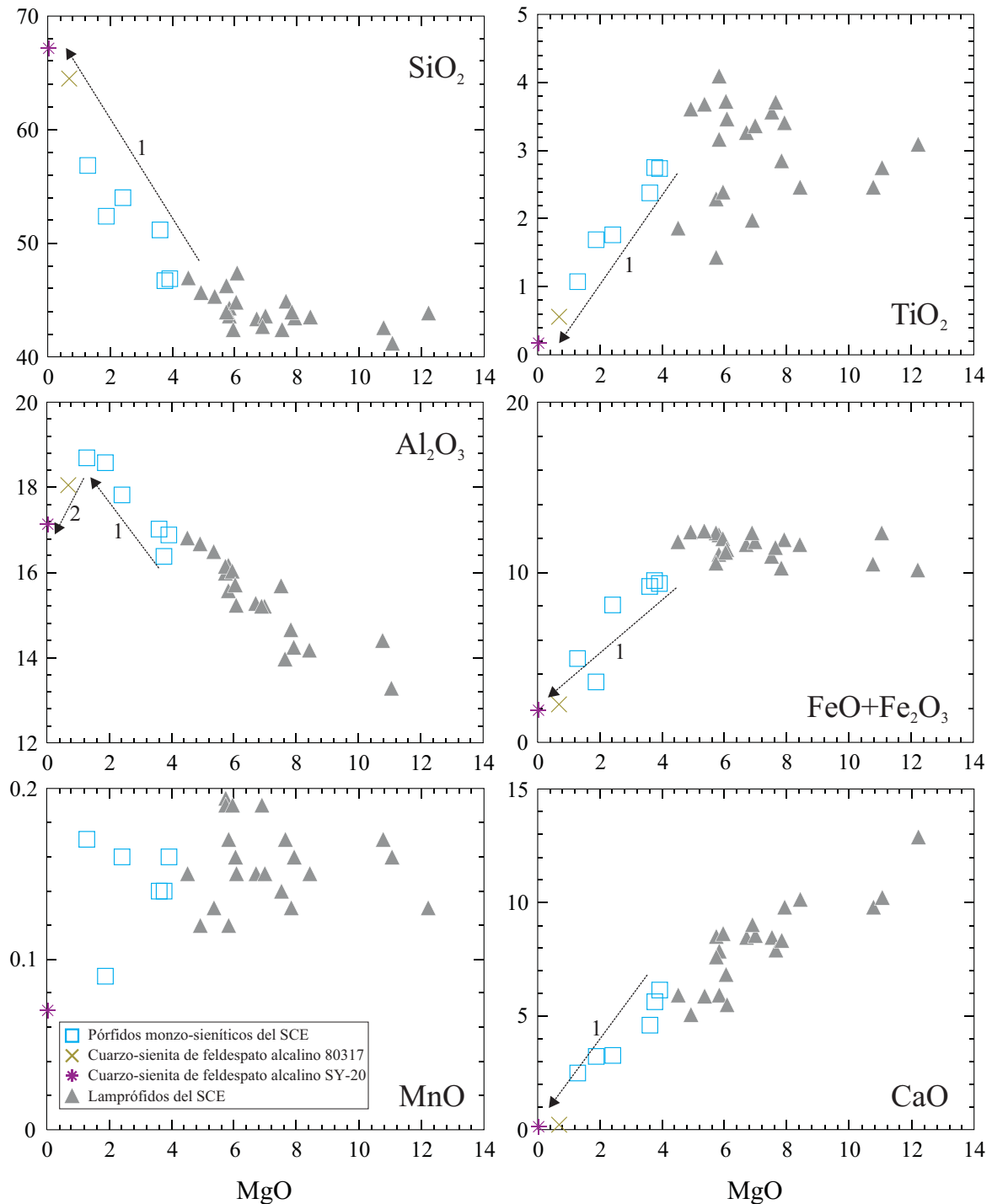


Figura IV.18. Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. Conjuntamente se ha proyectado la composición de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. La flecha representa la tendencia de variación en la composición de los diques de pórfidos monzo-sieníticos desde los términos más básicos a los más ácidos y el número que llevan indica la etapa (1 o 2) del modelo de fraccionamiento cristalino calculado asociada a dicha tendencia.

disminuyen su concentración al empobrecerse el dique en Mg, mientras que el Na y K darían lugar a dos evoluciones contrarias (en la muestra en la que uno aumenta, el otro disminuye) (Figura IV.18). El cambio de una a otra tendencia (etapa 1 a etapa 2) se produce para contenidos de SiO₂ próximos al 60%, coincidiendo con las muestras SY-5 y SY-12, y reflejándose en la composición de las muestras más ácidas (SY-20 y 80317). Este cambio podría estar relacionado con una variación en el proceso de fraccionamiento cristalino, asunto que se tratará más adelante.

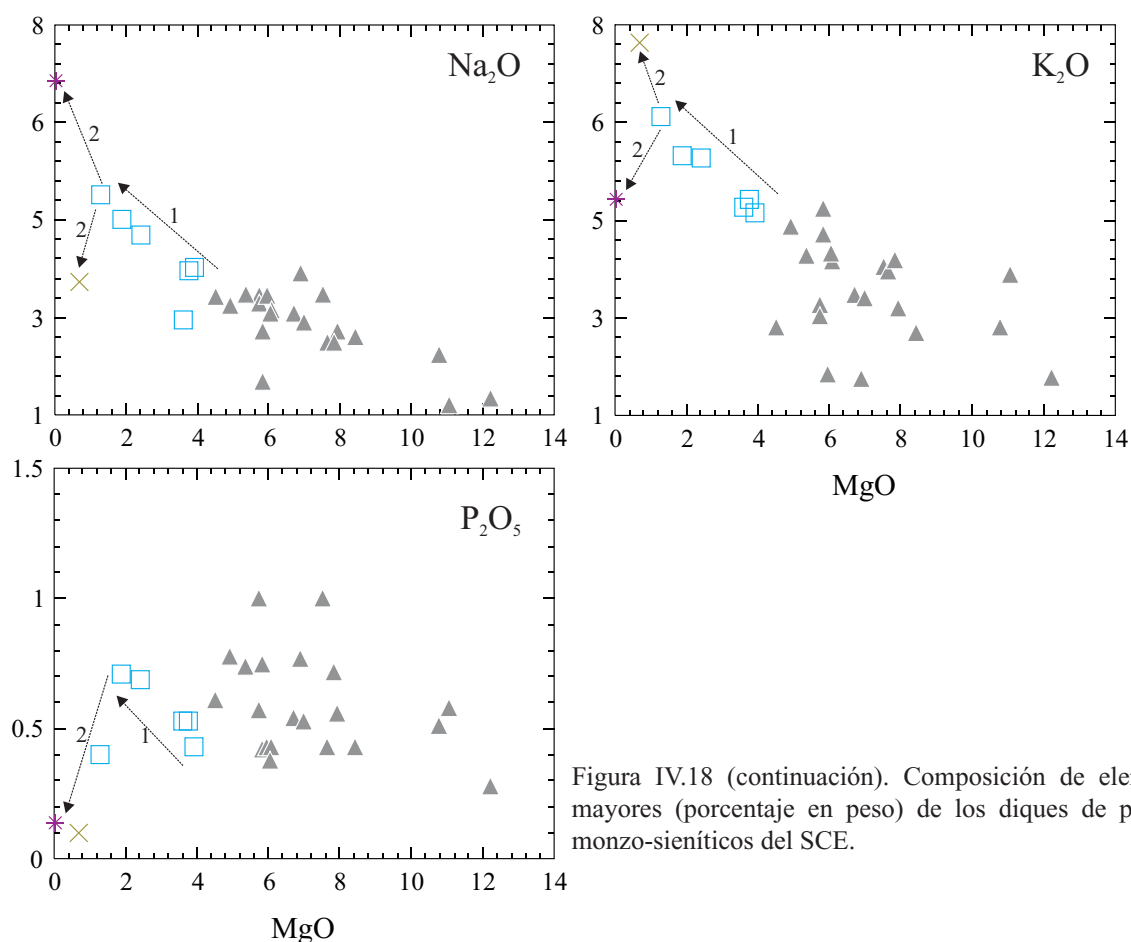


Figura IV.18 (continuación). Composición de elementos mayores (porcentaje en peso) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE.

En la figura IV.18, donde se proyecta la composición de elementos mayores de los diques respecto al contenido de MgO, se han añadido los datos que corresponden a los diques de lamprófidos y diabasas. En este diagrama se puede observar que la composición en elementos mayores de los diques rojos entronca con la de los diques de lamprófidos y diabasas, existiendo en algunos casos una continuidad en la tendencia de variación composicional entre ambos grupos. Esto último se aprecia para el SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O . Comparativamente, los diques sieníticos son más pobres en Ti, Fe y Ca, y más ricos en Si, Al, Na y K. La posible relación entre ambos tipos de diques, previamente planteada en el capítulo dedicado a los lamprófidos, se discutirá más adelante.

La tendencia de variación en la composición de los diques a medida que disminuye el contenido de MgO es, en cuanto a elementos mayores, igual a la que muestran rocas similares (serie monzodiorita-sienita) que se han explicado mediante un proceso de cristalización fraccionada con variables grados de asimilación (AFC) (Litvinovsky et al., 2002; Wang et al., 2005).

IV.3.3. ELEMENTOS TRAZA

Los diques sieníticos muestran, en general, un fuerte enriquecimiento en elementos traza incompatibles (Tabla IV.10), característica propia de las rocas sieníticas alcalinas en general (Gerasimovsky, 1974), con contenidos muy similares a los que se veían en los diques de lamprófidos. Sin embargo, su composición, como ocurría con los elementos mayores, varía mucho de un dique a otro, siendo esta

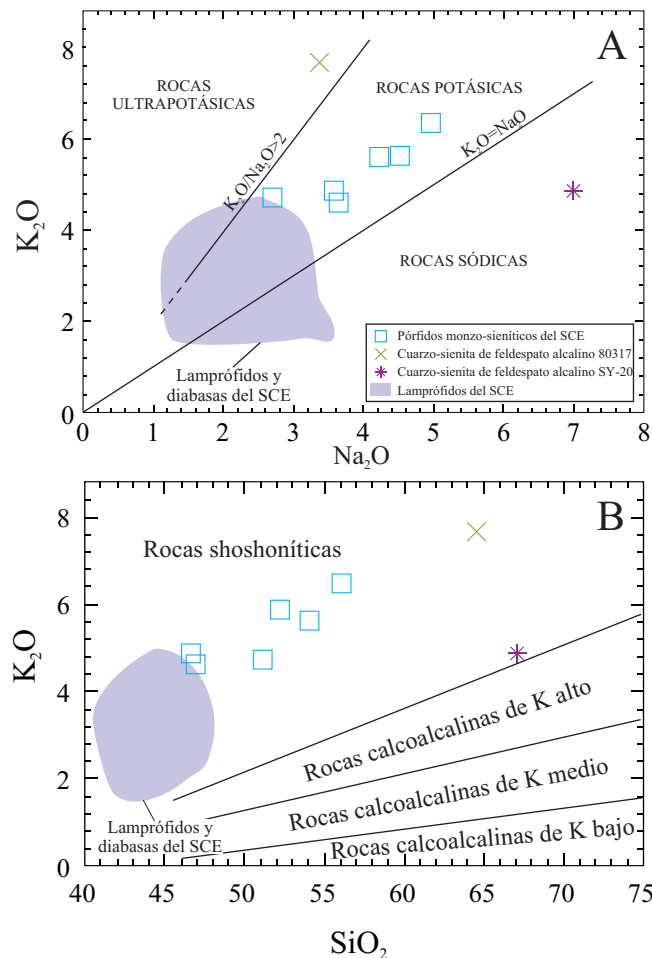


Figura IV.19. A: Diagrama K₂O-Na₂O (porcentaje en peso) con los datos de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, en el que se han diferenciado los campos de rocas sódicas, potásicas y ultrapotásicas, estas últimas en función de los criterios de Foley et al. (1987). B: Diagrama K₂O-SiO₂ con los datos de los diques y los campos de rocas calcoalcalinas y shoshoníticas. A modo de comparación se ha proyectado el campo correspondiente a los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

diferencia especialmente acusada al comparar las muestras más ácidas (80317 y SY-20) con el resto de diques sieníticos (Figura IV.20). Así, los contenidos de algunos elementos traza presentan amplios rangos de variación: Ba (1500-127 ppm), Sr (955-79 ppm), Th (2-80 ppm), Nb (79-366 ppm), Zr (296-786 ppm) y ΣREE (≈215-443 ppm).

Al proyectar los contenidos en elementos traza respecto al valor de MgO (Figura IV.20) queda de manifiesto la existencia de una tendencia de variación que, al igual que ocurría para los elementos mayores, puede dividirse en dos etapas. Esta tendencia se caracteriza por un empobrecimiento en Ba, Sr, Ni y V, y un enriquecimiento en Rb, Nb, Zr y LREE en ambas etapas. Otros elementos, sin embargo, muestran un comportamiento distinto según se trate de la primera o la segunda etapa. Y, Eu y las HREE aumentan su concentración en un primer lugar, para descender luego, mientras que el Th, al contrario, cambia su evolución, subiendo mucho durante la segunda etapa en los pórfidos más ácidos.

Al compararlos con los diques de lamprófidos y diabasa, los pórfidos sieníticos no muestran, de forma general, menores contenidos en elementos traza (Figura IV.20). Pero el amplio rango composicional que poseen para la mayoría de los elementos hace necesaria una distinción entre los términos más básicos y los más ácidos. Los pórfidos rojos más básicos poseen una composición muy similar a la de los lamprófidos,

Tabla IV.10. Composición de elementos trazas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE*

Muestra	Puerto del Pico		San Bartolomé de Pinares					
	81847	SY-12	80324	103668	80325	SY-5	80317	SY-20
Ba	1499	1322	1470	1123	1264	1155	127	185
Rb	170	174	132	122	171	176	228	236
Cs	3.82	s.a.	s.a.	2.87	3.10	2.90	4.26	s.a.
Sr	571	793	955	819	746.5	412	82.6	79
Pb	11.7	s.a.	s.a.	9.9	s.a.	s.a.	10.6	s.a.
Th	9.9	7.0	6.0	6.8	9.0	9.0	23.6	80.0
U	2.0	s.a.	s.a.	1.6	2.0	3.1	13.0	s.a.
Zr	343	401	304	296	399	520	714	786
Nb	91	111	87	82	107	142	171	366
Y	33.0	36.0	25.0	23.6	29.6	32.5	42.2	28.0
Cr	76.8	36.0	56.0	44.3	41.0	68.0	62.4	71.0
Sc	s.a.	8.6	14.8	s.a.	4	2	s.a.	1.1
Co	17.7	7.0	4.0	23.7	9.9	4.0	2.9	4.0
V	223.0	139.0	185.0	192.0	62.0	60.0	20.1	9.0
Ni	9.0	5.0	14.0	15.5	5.0	5.0	5.8	5.0
Cu	12.3	12.0	26.0	18.0	4.3	2.3	16.2	8.0
Zn	108	116	85	108	89	89	27	15
Ga	24.3	41	7	21.5	21.7	22.4	24.9	36
Hf	8.55	s.a.	s.a.	6.48	9.6	12.3	16.1	s.a.
Ta	7.53	s.a.	s.a.	7.1	8.3	11.2	16.1	s.a.
La	71.0	85.2	51.0	46.5	68.5	79.3	111.0	127.4
Ce	135.0	144.3	95.5	92.5	131.1	151.4	192.0	204.0
Pr	15.90	s.a.	s.a.	10.60	14.71	16.52	21.90	s.a.
Nd	58.8	62.5	41.7	40.2	52.9	57.2	74.3	25.8
Sm	9.67	11.71	8.35	7.39	9.20	8.70	11.90	4.26
Eu	2.72	3.06	2.40	2.21	2.59	2.55	2.28	0.62
Gd	8.06	8.83	6.47	6.01	6.48	6.17	9.11	3.40
Tb	1.11	s.a.	s.a.	0.84	1.00	1.04	1.42	s.a.
Dy	6.10	6.54	4.93	4.50	5.35	5.39	8.27	3.25
Ho	1.15	s.a.	s.a.	0.82	0.99	1.01	1.47	s.a.
Er	3.08	3.56	2.38	2.20	2.86	3.15	4.41	2.68
Tm	0.43	s.a.	s.a.	0.32	0.45	0.45	0.65	s.a.
Yb	2.83	2.86	2.07	2.07	2.75	3.16	4.32	3.74
Lu	0.42	0.35	0.29	0.30	0.44	0.49	0.63	0.54

*Datos de elementos traza obtenidos via ICP-MS (ver detalles en metodología)

s.a.: sin analizar

diferenciándose, únicamente, por mayores contenidos de Pb y Ba, y ligeramente menores de Sc y Ni. Aunque los rangos composicionales de pórfidos sieníticos y lamprófidos no llegan a solaparse, sin embargo, están muy cerca en cuanto al contenido de MgO, y la tendencia de variación de los pórfidos parece tener continuidad en los diques de lamprófidos, como es el caso del Rb, Sc, Nb, Ta, Zr, Hf, Ni y REE.

En su conjunto, el espectro de REE normalizado al condrito de los pórfidos sieníticos es muy parecido al que definen los lamprófidos, dando lugar a un patrón de fraccionamiento con valores de $(La/Yb)_N$ entre 16 y 25 y de $(Dy/Yb)_N$ entre 0.5 y 1.6 (Figura IV.21A). Nuevamente, el dique más ácido (SY-20) muestra un patrón marcadamente distinto al resto de diques, caracterizado por un fraccionamiento muy fuerte desde el La hasta el Eu, anomalía negativa en este elemento y un ascenso gradual a lo largo de las HREE. Todos los diques muestran anomalía negativa de Eu, más o menos marcada. Otras rocas similares, por el contrario, no

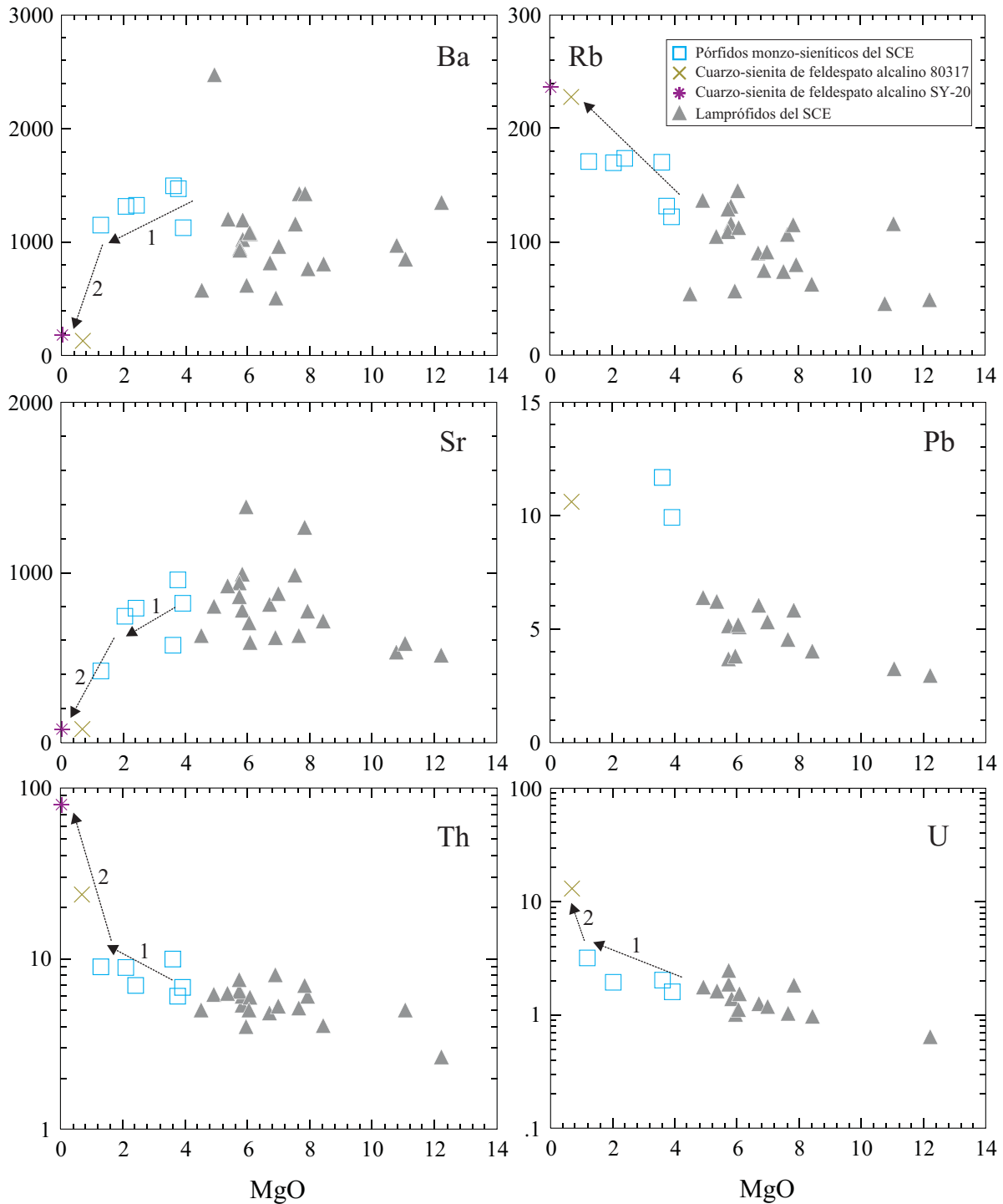


Figura IV.20. Composición de elementos traza (ppm) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los datos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (triángulos). Las flechas representan la tendencia de variación composicional observada en los diques de pórfidos monzo-sieníticos, representando el número que llevan la etapa del modelo de fraccionamiento cristalino asociada a dicha tendencia.

la presentan o de tenerla es de signo positivo (Litvinovsky et al., 2002; Yang et al., 2005), lo que indicaría, que el proceso de fraccionamiento cristalino no ha estado dominado en ese caso por la separación de la plagioclasa, sino por su acumulación.

El espectro de elementos traza normalizado al manto primitivo de los pórfidos sieníticos sigue, en general, el patrón que marcan los diques de lamprófidos (Figura IV.21B). Queda de manifiesto el elevado contenido en elementos incompatibles, con enriquecimientos de Rb y Ba entre 200 y 400 veces los del

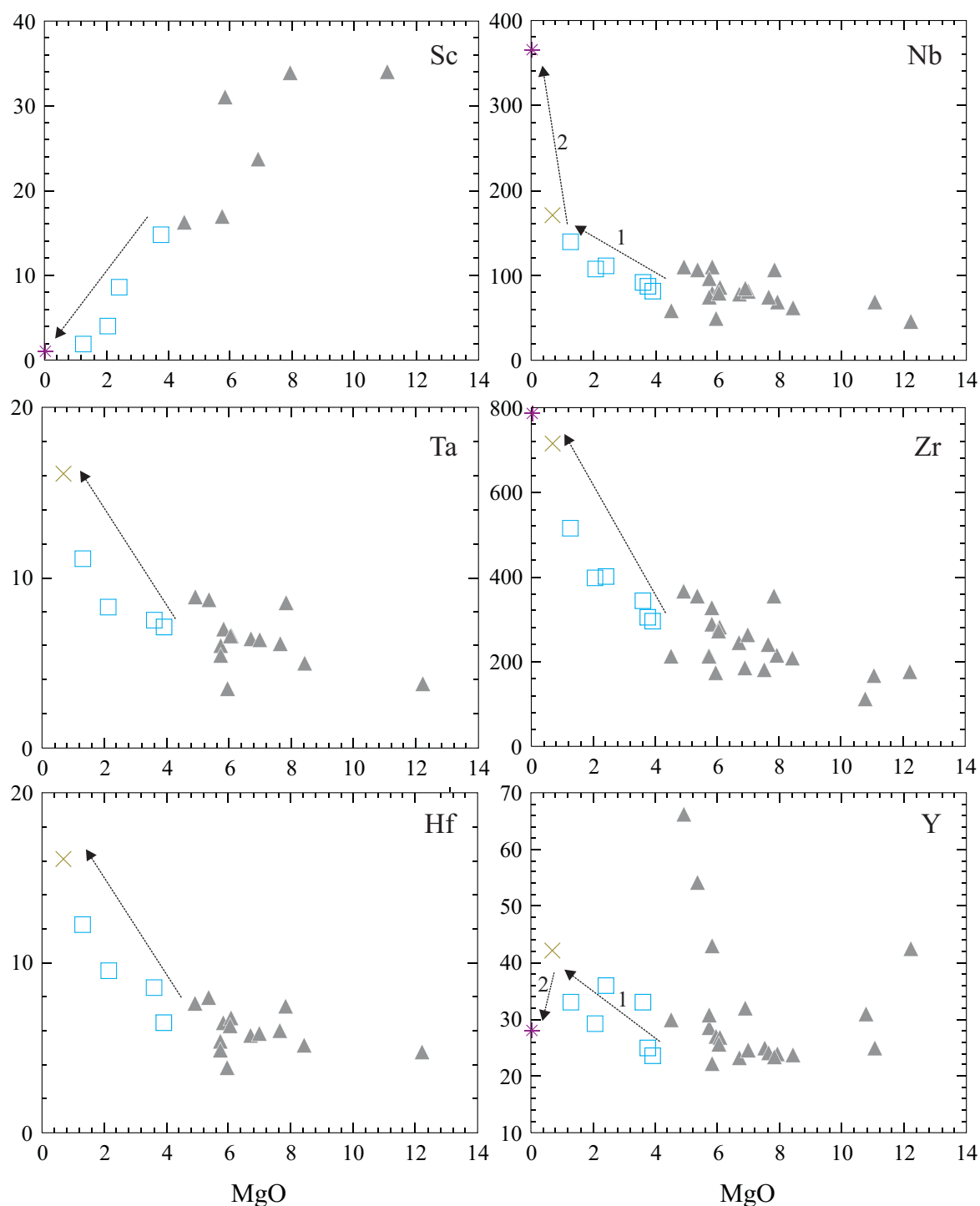


Figura IV.20 (continuación). Composición de elementos traza (ppm) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los datos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (triángulos).

manto primitivo. La mayoría de los diques de pórfidos dan lugar a ligeras anomalías negativas de Th y U, y positivas de K, Nb-Ta y Zr-Hf, aunque en el caso del K se trata de una anomalía ficticia al encontrarse entre los picos negativos de Th y U. Los diques más ácidos (80317 y SY-20) se salen de este patrón para unos cuantos elementos: muestran abundancias muy inferiores al resto de diques y anomalías negativas para Ba, K, Sr, P y Ti, y al contrario (abundancias muy superiores y anomalías positivas) para Th, U y Nb-Ta. Los diques monzogabroideos del SCE (diques de pórfidos más básicos) poseen una composición similar a la de los OIB (Figura IV.21B). No obstante, están ligeramente enriquecidos en los elementos traza más incompatibles con respecto a los OIB y su espectro de elementos traza normalizado al manto primitivo

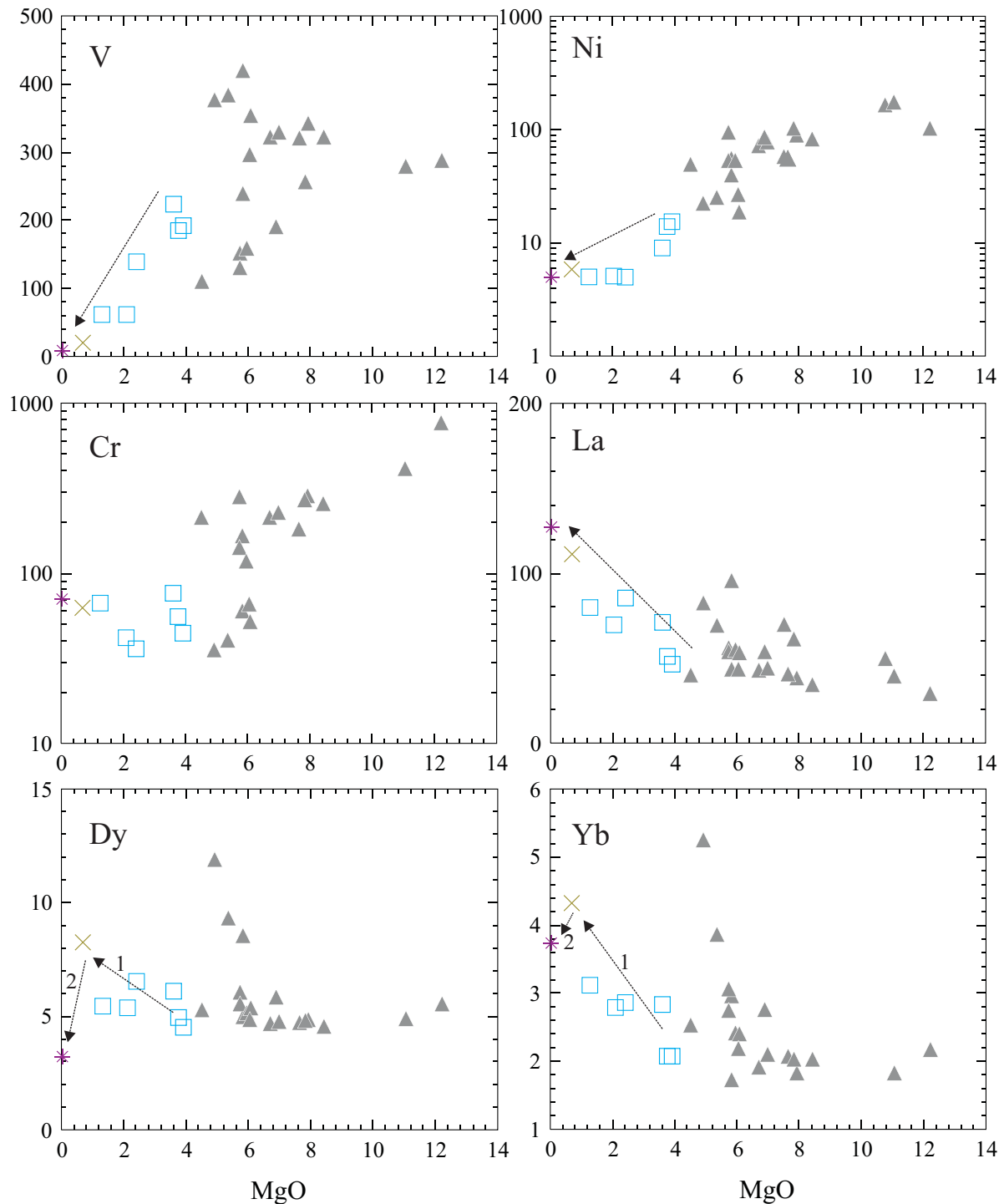


Figura IV.20 (continuación). Composición de elementos traza (ppm) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los datos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (triángulos).

muestra anomalías positivas en Ba, K y Pb, y negativas en Th y U, que no están presentes en los OIB. Sí se asemejan, por otro lado, en cuanto a las anomalías positivas Nb-Ta y Zr-Hf.

Los valores del contenido de Ba y Sr (Tabla IV.10) son parecidos a los de fundidos sobresaturados originados fundamentalmente por fraccionamiento de feldespato (Parker, 1983; cuarzo-sienitas en el trabajo de Yang et al., 2005), también con anomalía negativa de Eu, y, por el contrario, inferiores a los que presentan otras sienitas en las que la separación de dicho mineral no ha sido tan importante (entorno a las 4000-7000 ppm) (Wang, et al., 2005; Yang et al., 2005). Las anomalías negativas en Sr, P, Ba y Ti de

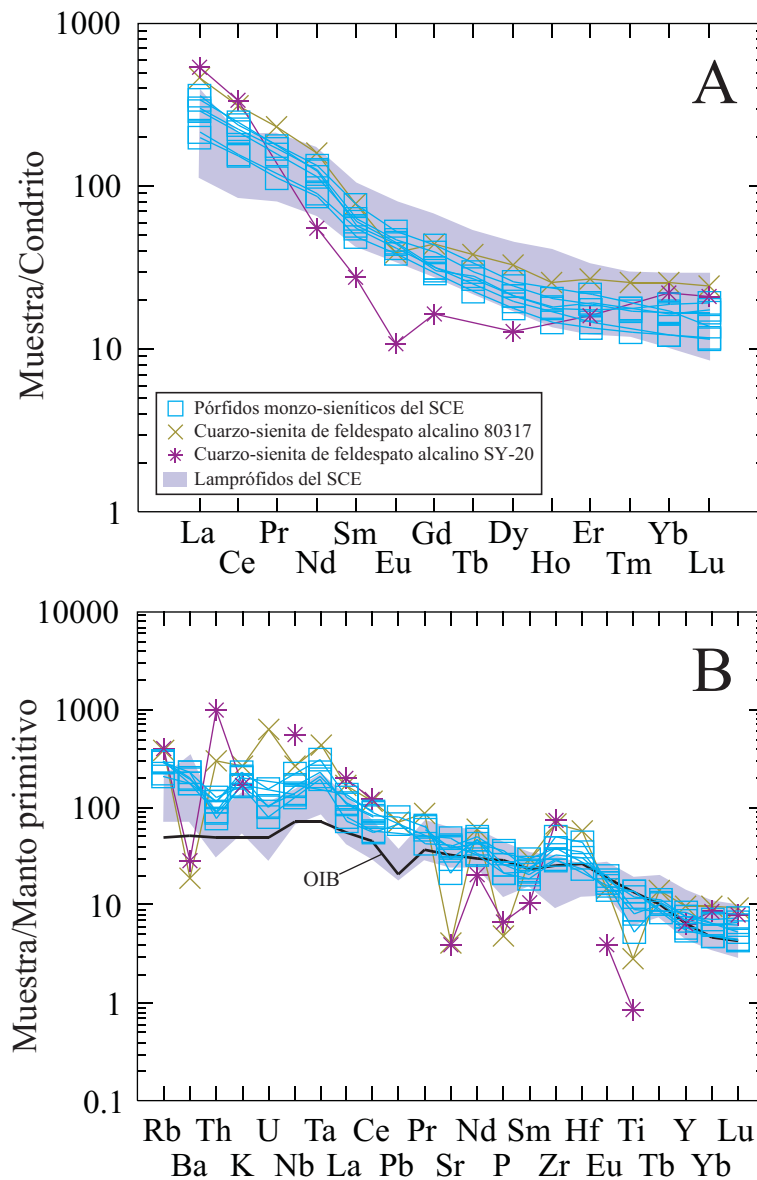


Figura IV.21. Composición de tierras raras (A) normalizada al condrito de Sun & McDonough (1989) y de elementos traza incompatibles (B) normalizada al manto primitivo de McDonough & Sun (1995) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. A modo de comparación se ha proyectado, también, la composición de los diques de lamprófidios y diabasas del SCE y la de los OIB (extraída de Sun & McDonough, 1989).

los diques de pórfidos del SCE más ácidos coinciden con las que muestran las cuarzo sienitas de Yang et al. (2005), para las que se propone un proceso de fraccionamiento combinado de plagioclasa y feldespato alcalino. Los espectros para el P y Ti podrían estar relacionados con una separación previa de fases como el apatito, la kaersutita o la Ti-magnetita, de forma similar a como Litvinovsky et al. (2002) muestran para los diques de sienita más ácidos. La anomalía positiva que los diques del SCE presentan en Nb-Ta, es una característica que comparten con otras rocas sieníticas similares (Thorpe & Tindle, 1992), pero que, a su vez, les diferencia con respecto a sienitas derivadas de magmas básicos en cuya génesis ha participado una fuente de tipo cortical (Litvinovsky et al., 2002; Dostal et al., 2003; Wang et al., 2005; Yang et al., 2005), lo cual parece indicar que va a depender principalmente de la naturaleza del área fuente del fundido original.

Tabla IV.11. Composición de isótopos de Sr, Nd y Pb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	SY-12	80324	103668	80317
Dique	Pº del Pico	Herradón - Casillas	Herradón - Casillas	Herradón - Casillas
Rb(ppm)	174	132	122	228
Sr(ppm)	793	955	819	82.6
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.64	0.40	0.43	8.01
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm (2\sigma)$	0.707982 ± 18	0.706340 ± 05	0.706539 ± 04	0.735650 ± 15
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{265 \text{ Ma}}$	0.70559	0.70483	0.70491	0.70545
Sm(ppm)	11.71	8.35	7.39	11.9
Nd(ppm)	62.5	41.65	40.2	74.3
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.113	0.121	0.111	0.097
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm (2\sigma)$	0.512422 ± 05	0.512516 ± 03	0.512551 ± 03	0.512440 ± 04
$\epsilon(\text{Nd})_{265 \text{ Ma}}$	-1.4	0.2	1.2	-0.5
U(ppm)	3*	-	1.59	-
Th(ppm)	7	-	6.81	-
Pb(ppm)	18.74	-	10.5	-
$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	12	-	11.36	-
$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	28	-	48.64	-
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	18.790 ± 0.004	-	18.735 ± 0.030	-
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	15.634 ± 0.006	-	15.618 ± 0.030	-
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm (2\sigma)$	38.980 ± 0.006	-	38.877 ± 0.030	-
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	18.286	-	18.258	-
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	15.608	-	15.593	-
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{(265 \text{ Ma})}$	38.610	-	38.235	-

*Dato estimado a partir de muestras similares

IV.3.4. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Se han analizado cuatro muestras para determinar la composición isotópica de los pórfidos sieníticos en los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd (80324, 80317, 103668 y SY-12), y dos muestras para el sistema del Pb común (103668 y SY-12) (Tabla IV.11).

Los resultados definen un campo relativamente estrecho caracterizado por valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ entre 0.7048 y 0.7056; ϵNd entre -1.4 y 1.2; $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ de 18.25 a 18.29; $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ de 15.59 a 15.61 y $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ entre 38.2 y 38.6 (Tabla IV.11). No obstante, cabe destacar el que las muestras que corresponden con los diques más ácidos (o intermedios) presentan una composición isotópica ligeramente enriquecida respecto al resto de diques (Figura IV.22).

Como puede observarse en las figuras IV.22 y IV.23, tanto para el sistema Sr-Nd como para el del Pb común, la composición isotópica de los pórfidos sieníticos se encuentra muy próxima a la del grupo de lamprófidos enriquecidos. Las diferencias más evidentes entre los pórfidos y el grupo empobrecido de lamprófidos y diabasas queda de manifiesto en cuanto a Sr-Nd (Figura IV.22). En la figura IV.24 puede apreciarse que el polo composicional empobrecido en Sr-Nd radiogénico del magmatismo alcalino Pérmico del SCE, que definen los análisis de los enclaves máficos y ultramáficos de origen acumulado y los diques de lamprófidos y diabasas en ellos incluidos, conforma, también, un polo relativamente homogéneo en cuanto a isótopos de Pb (la excepción la constituye un dique de diabasa rico en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Por otro lado, los lamprófidos isotópicamente enriquecidos en Sr-Nd también se desmarcan ligeramente de dicho polo

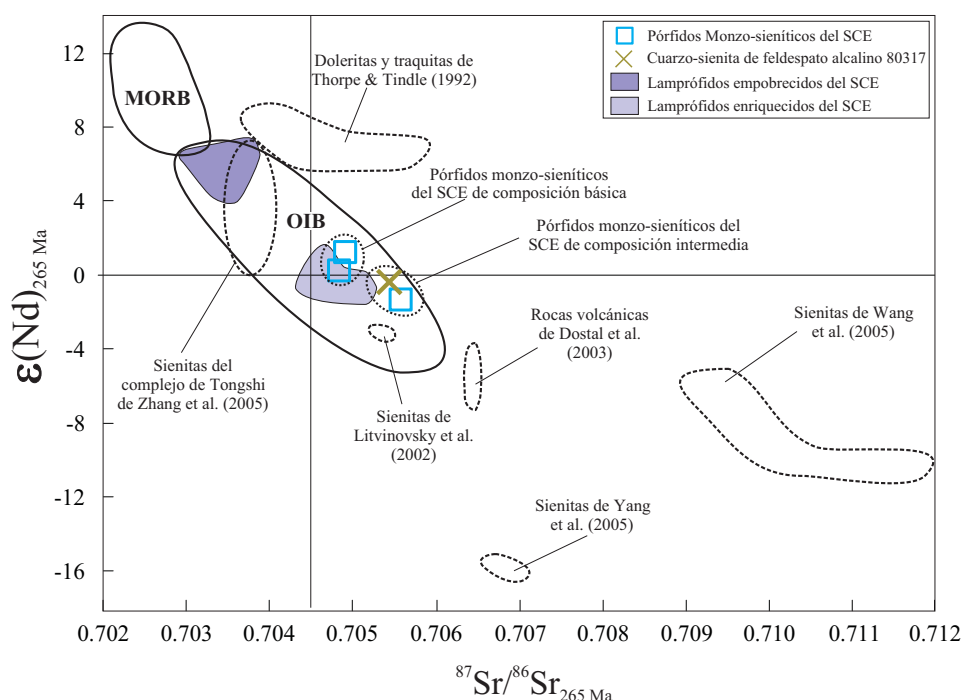


Figura IV.22. Composición isotópica de Sr-Nd de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. A modo de comparación se han proyectado la composición de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE, así como otros datos de rocas similares (de composición entre monzonítica y sienítica-riolítica) de la literatura que han sido asociadas a fenómenos de cristalización fraccionada de fundidos mantélicos y de asimilación de materiales de la corteza (Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002; Dostal et al., 2003; Wang et al., 2005; Yang et al., 2005; Zhang et al., 2005).

empobrecido en isótopos de Pb, como ya se vio en el capítulo de los lamprófidos. Los datos de los dos enclaves de piroxenitas con espinela representadas en la figura IV.24 (muestras 102131 y 104395), pese a que no deben estar relacionadas con el magmatismo alcalino Pérmico, también definen una composición enriquecida similar a la del polo enriquecido de los lamprófidos. Pese a que los márgenes de variación de la composición isotópica del Pb (tanto en enclaves como diques de lamprófidos y pórfidos rojos) son estrechos, nuevamente, como ocurría para Sr-Nd, los pórfidos monzo-sieníticos se proyectan en composiciones más próximas a las de los diques de lamprófidos isotópicamente enriquecidos, marcando una ligera diferencia con respecto al polo empobrecido (principalmente en cuanto a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Las características isotópicas de los pórfidos sieníticos son similares a las de los OIB y, concretamente, a un área fuente como el que origina los lamprófidos enriquecidos (Figuras IV.22 y IV.23). No obstante, los datos isotópicos (principalmente en cuanto a las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd) apuntan hacia la posibilidad de que un componente más enriquecido pueda haber modificado su composición, lo cual vendría indicado por la ligera variación hacia composiciones más radiogénicas representada por los diques más ácidos (Figura IV.22). Este aumento de la relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ podría deberse a la asimilación de materiales de la corteza, posibilidad que se discutirá más adelante.

En la figura IV.22 y IV.23 también se han representado las relaciones isotópicas Sr-Nd-Pb de algunas rocas de composición próxima a una traquita-sienita de la literatura. Queda de manifiesto que, con la excepción de las rocas traquíticas de Thorpe & Tindle (1992) y las sienitas de Zhang et al. (2005), los diques sieníticos y monzogabroideos del SCE muestran una signature Sr-Nd más empobrecida que el resto de rocas representadas (Figura IV.22). Pese a que en todos los casos se aduce un proceso de

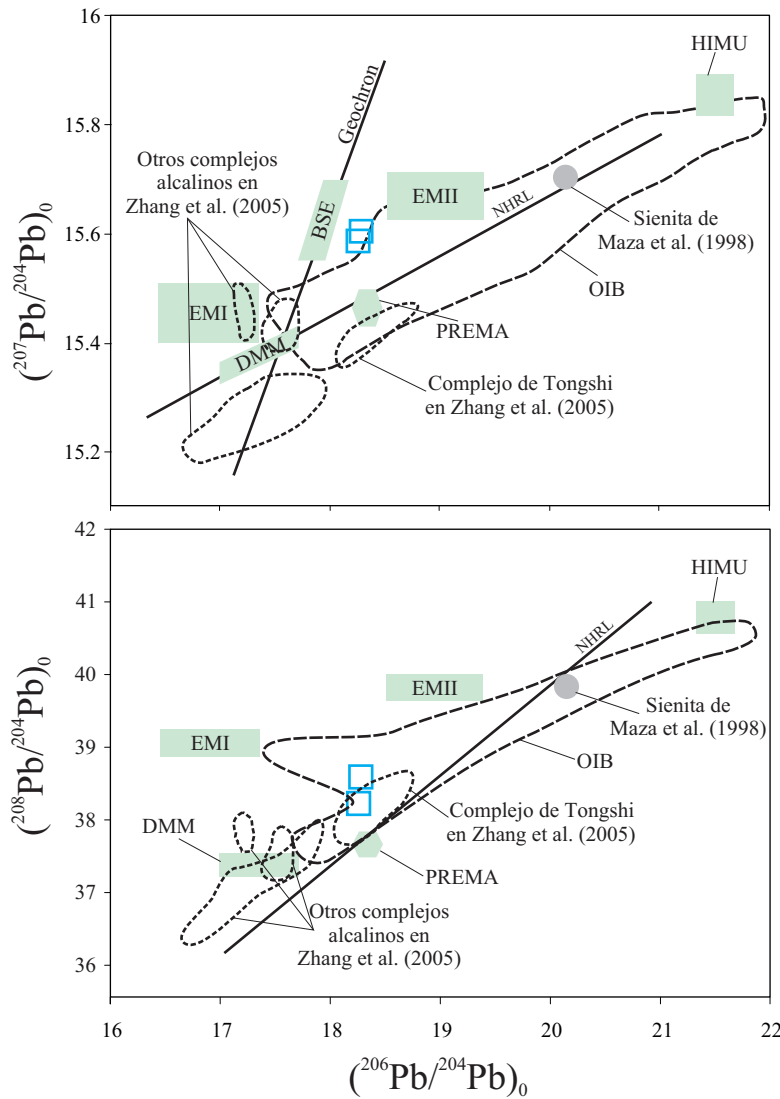


Figura IV.23. Composición en isótopos de Pb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con distintos componentes mantélicos de la literatura (BSE, DMM, EMI, EMII, HIMU, PREMA; Hofmann, 2003), así como con el campo general de los OIB (Wilson, 1989) y datos correspondientes a diversas rocas de composición similar a la de los diques monzo-sieníticos del SCE (Maza et al., 1998; Zhang et al., 2005). La línea NHRL y la geocrona están sacadas de Wilson (1989).

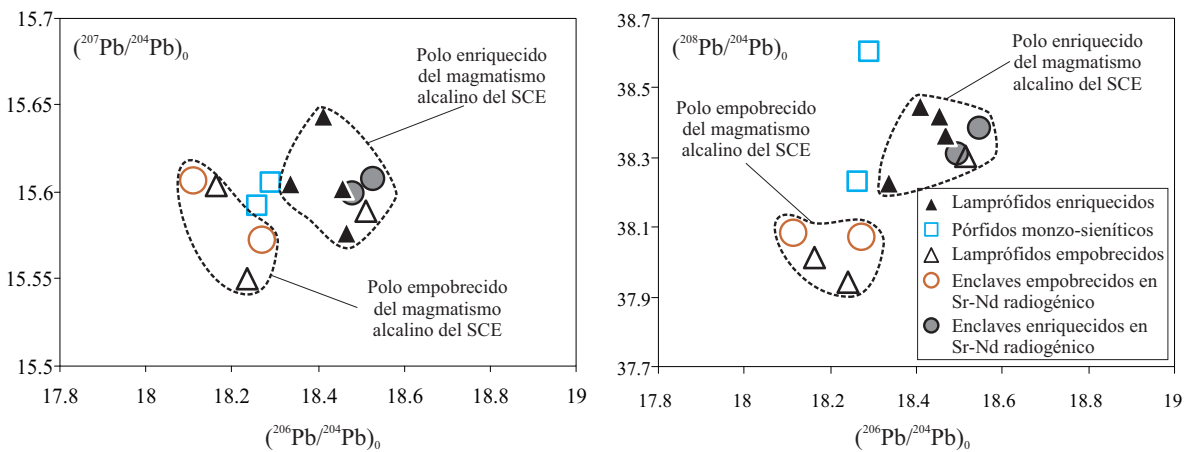


Figura IV.24. Composición isotópica de Pb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los dos polos composicionales definidos para el magmatismo alcalino del SCE en función de los datos isotópicos de los diques de lamprófidos y diabasas y los enclaves máficos y ultramáficos en ellos incluidos.

cristalización fraccionada a partir de magmas mantélicos como parte del mecanismo de diferenciación de los fundidos, la heterogeneidad isotópica que demuestra el gráfico podría explicarse tanto por las diferencias composicionales de las áreas fuente (Thorpe & Tindle, 1992; Dostal et al., 2003; Wang et al., 2005; Zhang et al., 2005) como por la participación de un proceso de asimilación de rocas de la corteza (Litvinovsky et

al., 2002; Yang et al., 2005).

Los datos isotópicos de Pb no son tan abundantes en la literatura como los de Sr y Nd, pero igualmente dan lugar a muy variadas composiciones. En la figura IV.23 se han representado, junto con los pórfidos del SCE, datos de otros complejos alcalinos monzo-sieníticos de origen mantélico estudiados por Zhang et al. (2005) y Maza et al. (1998). Mientras que la sienita de Maza et al. (1998) está claramente enriquecida en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, apuntando a una relación con un componente de elevada relación U/Pb (HIMU), los complejos descritos por Zhang et al. (2005) marcan una mayor heterogeneidad hacia campos isotópicamente empobrecidos. De entre estos, el complejo de Tongshi, cuya composición isotópica está empobrecida en Sr-Nd (Figura IV.22) y para el cual se aduce una fuente mantélica de tipo astenosférico, es el que mayor parecido presenta respecto a los diques del SCE, con la excepción de su baja relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Figura IV.23). El resto de complejos, como la sienita de Maza et al. (1998), representan valores más extremos, muy probablemente relacionados con la presencia dentro del manto de otras fuentes (HIMU y EMI). En este sentido, los pórfidos monzo-sieníticos del SCE, como ocurría con los diques de lamprófidos, poseen una composición cercana a la de una fuente de tipo PREMA, pero desplazada hacia el componente enriquecido EMII.

IV.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

IV.4.1. MODELO DE FRACCIONAMIENTO CRISTALINO

Teniendo en cuenta la gran variación composicional en elementos mayores y trazas que se observa en los diques de pórfidos sieníticos, así como la existencia de una marcada tendencia de evolución desde términos básicos hasta otros más ácidos, se ha considerado la posibilidad de que dicha heterogeneidad se deba a un proceso de cristalización fraccionada. Dicho proceso resulta obvio, no obstante, dada la relativa abundancia de fenocristales de distintas fases presentes en los diques, algunas de ellas dando lugar a claros acumulados policristalinos, como el constituido por plagioclasa, feldespato alcalino y anfíbol en los diques más básicos.

No obstante, para testar esta hipótesis hemos aplicado un modelo de balance de masas basado en el método de los mínimos cuadrados siguiendo las ecuaciones establecidas por Bryan et al. (1969) con la intención de modelar el proceso de fraccionamiento. La composición de partida considerada ha sido la del dique monzogabroideo más básico, mientras que la final corresponde con los dos diques más ácidos. Hay que tener en cuenta que, al existir cristales acumulados en todas las muestras, el modelo ha de ser considerado como una aproximación.

El proceso ha sido dividido en dos etapas (Tabla IV.12), dada la existencia de un cambio en la

Tabla IV.12. Porcentajes de fraccionamiento en el modelo de cristalización fraccionada de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

	Etapas 1	Etapas 2A	Etapas 2B
Anf	48.5	-	-
Biot	1.7	11.1	10.6
Plag-1	16	-	-
Plag-2	-	36.5	-
Plag-3	-	-	58.9
FA	23.1	45.8	-
FK	-	-	24.4
Ti-Mg-1	8.7	5	-
Ti-Mg-2	-	-	4.1
Ap	2	1.6	2
Total	100	100	100

tendencia de variación composicional (Figuras IV.18 y IV.20), que debe estar relacionado con diferencias en la composición y/o el tipo de minerales que fraccionan. La segunda etapa, a su vez, se ha realizado en dos modelos, debido a las diferencias en el contenido en álcalis de los dos diques más ácidos, considerando como composición final, en un caso, la del dique SY-20 y en otro la del dique 80317. Para llevar a cabo esta modelización hemos utilizado dos programas informáticos: Iqpetwin y FC-Modeler (Keskin, 2002).

Con el programa Iqpetwin, que utiliza las ecuaciones de Bryan et al. (1969), hemos estimado la tasa de fraccionamiento y el porcentaje en el que participa cada mineral en este proceso. Los datos de partida necesarios para estos cálculos son la composición en elementos mayores del fundido inicial, del fundido

Tabla IV.13. Composición de las fases minerales usadas en el modelo de fraccionamiento de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Mineral	Anf	Biot	Plag-1	Plag-2	Plag-3	FA	FK	Ti-Mg-1	Ti-Mg-2	Ap
SiO ₂	38.54	35.78	52.18	58.96	61.93	64.66	64	0.65	0.63	0.22
TiO ₂	6.57	8.23	0.06	0.05	0.04	0.00	0.00	17.44	6.00	0.01
Al ₂ O ₃	13.2	14.92	27.33	24.23	22.37	19.72	18.3	4.07	3.98	0.01
FeO	11.8	14.16	0.48	0.31	0.30	0.08	0.10	73.5	88.1	0.56
MnO	0.15	0.13	0.00	0.12	0.11	0.00	0.00	0.10	0.06	0.13
MgO	11.78	13.21	0.09	0.03	0.03	0.00	0.00	0.26	0.30	0.21
CaO	11.52	0.02	10.96	6.19	3.00	0.34	0.00	0.06	0.04	52.91
Na ₂ O	2.00	0.54	4.39	7.18	9.00	3.42	0.20	0.02	0.03	0.27
K ₂ O	1.75	8.86	0.80	1.50	1.93	11.72	16.5	0.00	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.007	0.01	0.00
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	42.67

final y la de los minerales que fraccionan. Como fundido inicial, para la primera etapa de fraccionamiento, hemos considerado la composición de la muestra 80324, que es la que presenta un valor menor de SiO₂ (46.68%); como fundido final hemos tomado la composición del dique SY-5, por ser el dique más rico en sílice de aquellos que conforman la primera tendencia, antes de que ésta cambie; y los minerales que cristalizan se han deducido, tanto en ésta como en la segunda etapa, a partir de los fenocristales presentes en los diques. La composición del fundido inicial de la segunda etapa ha sido la correspondiente a la muestra SY-5 (que fue el fundido final en la primera etapa) y como fundido final se ha considerado la composición de los diques SY-20 y 80317, que son los más ácidos.

En las tablas IV.13 y IV.14 figuran, respectivamente, la composición de partida, tanto de los minerales como de los fundidos utilizada para estimar los porcentajes de fraccionamiento. Como puede verse, la composición de ciertos minerales cambia desde la primera etapa hasta la última (Tabla IV.13): la plagioclasa se hace más sódica, el feldespato alcalino más potásico y la Ti-magnetita menos titanada. Este cambio en la composición mineral es un reflejo del que se observa en los fenocristales de los diques, muy parecido a la evolución que se puede apreciar en los feldespatos de rocas sieníticas similares (Parker, 1983; Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002; Halama et al., 2004). La composición de las plagioclasas pasa de términos tipo labradorita en los diques básicos a los de oligoclasa en los diques más ácidos (Figura IV.5) y la caída del contenido en Ti de la Ti-magnetita se produce, también, al aumentar la sílice de los diques (Figura IV.10). La tendencia de enriquecimiento en Na₂O y K₂O y de empobrecimiento en TiO₂ y CaO de los diques hacia términos más evolucionados (Figura IV.18) explicaría la variación en la composición mineral.

Una vez aplicado el programa, vemos que la composición de los diques está, en su mayor parte, de acuerdo con un proceso de fraccionamiento en el que los minerales que cristalizarían serían anfíbol, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, Ti-magnetita y apatito en la primera etapa, restando aproximadamente un 45% de fundido residual (Tablas IV.13 y IV.14). El programa Igpetwin calcula siempre la composición teórica del fundido inicial y la compara con la que nosotros hemos introducido, obteniendo así una diferencia o *residual* que se utiliza para determinar la bondad del modelo. Para esto último se usa un parámetro resultante de la suma de los cuadrados de los valores residuales. Se considera que cuando dicha suma está

Tabla IV.14. Datos de partida y resultados en cuanto a elementos mayores de los fundidos usados para el modelo de fraccionamiento cristalino de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE*

	Etapa 1				Etapa 2A				Etapa 2B			
	Fundido final	Fundido inicial observado	Fundido inicial calculado	Residuales	Fundido final	Fundido inicial observado	Fundido inicial calculado	Residuales	Fundido final	Fundido inicial observado	Fundido inicial calculado	Residuales
SiO ₂	58.64	50.24	50.29	-0.04	68.25	58.64	58.66	-0.01	66.37	58.64	58.61	0.03
TiO ₂	1.11	2.96	3.25	-0.29	0.17	1.11	1.47	-0.36	0.58	1.11	1.03	0.08
Al ₂ O ₃	19.29	17.64	17.62	0.02	17.42	19.29	19.33	-0.04	18.57	19.29	19.44	-0.15
FeO	4.77	9.23	9.16	0.07	1.73	4.77	4.68	0.09	2.06	4.77	4.77	0
MnO	0.18	0.15	0.13	0.02	0.07	0.18	0.07	0.11	0	0.18	0.07	0.11
MgO	1.33	4.06	3.97	0.09	0.03	1.33	1.19	0.14	0.7	1.33	1.33	0
CaO	2.58	6.05	5.98	0.07	0.12	2.58	2.49	0.09	0.25	2.58	2.34	0.24
Na ₂ O	5.12	3.85	3.69	0.16	7.12	5.12	4.97	0.15	3.48	5.12	5.08	0.04
K ₂ O	6.56	5.24	5.09	0.15	4.95	6.56	6.47	0.09	7.89	6.56	6.53	0.03
Cr ₂ O ₃	0	0	0.02	-0.02	0	0	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0.41	0.57	0.66	-0.09	0.14	0.41	0.52	-0.11	0.1	0.41	0.71	-0.3
Suma cuadrado residuales				0.162				0.22				0.191
Fraccionamiento (%)**		54.9					75.7				80	

*El modelo empleado necesita recalcular los análisis de las rocas de partida en base anhidra, y expresa el Fe total en su forma ferrosa (FeO). Por dicha razón la composición de los fundidos calculados por el modelo (inicial y final) no coinciden con los datos de las rocas introducidos en el modelo (muestras 80324, SY-5, 80317 y SY-20).

**El fraccionamiento en las etapas 2A y 2B representa el porcentaje de material sólido separado del sistema relativo al fundido residual sobrante tras la etapa 1.

por debajo de 1 el resultado es adecuado. Teniendo en cuenta que este parámetro, para la primera etapa de fraccionamiento, en nuestro caso es igual a 0.162 (Tabla IV.14), podemos decir que el modelo propuesto explica con bastante exactitud la variación en elementos mayores de los diques de pórfidos sieníticos en este primer tramo.

El empobrecimiento en Na del dique 80317 y en potasio del dique SY-20, respecto de la composición de la muestra SY-5 (Figura IV.18), explica la construcción de dos modelos distintos para la segunda etapa: el 2A, donde el fraccionamiento está dominado por una fase potásica y el 2B, en el que domina una plagioclasa ácida. Los modelos señalan la cristalización de dos fases feldespáticas que están desigualmente representadas en las dos muestras: el dique 80317 está dominado por feldespato potásico sobre plagioclasa, mientras que el dique SY-20 lo está por plagioclasa de tipo oligoclasa. En ambos casos continuaría la cristalización de biotita, Ti-magnetita y apatito, quedando un 24% de fundido residual en la etapa 2A y un 20% en la 2B (Tabla IV.14). La suma de los cuadrados de los residuales es, en el primer caso, igual a 0.22, y en el segundo a 0.191, valores ambos que, como en la primera etapa, hacen pensar que el modelo de fraccionamiento, en cuanto a elementos mayores, funciona correctamente.

El segundo programa que se ha usado ha sido la hoja de trabajo de Microsoft Excel *FC-Modeler* (Keskin, 2002). Este programa aplica la ecuación general del fraccionamiento cristalino de tipo Rayleigh a los elementos traza: $(C_L/C_0)=F^{(D-1)}$, donde C_L es la concentración del elemento en el líquido residual, C_0 la concentración del elemento en el líquido parental o inicial, F la tasa de fundido residual y D el coeficiente de distribución global de dicho elemento para los minerales implicados en el proceso de fraccionamiento. Con él se ha estudiado el comportamiento de algunos elementos traza durante el proceso de fraccionamiento. Este programa calcula la variación que se va a producir en la concentración de un determinado elemento traza en el fundido a medida que el porcentaje de cristalización aumenta. Para ello utiliza, como datos de partida, los porcentajes de cristalización de los minerales que intervienen en este proceso, que se obtuvieron en el paso anterior con el programa Igpetwin (Tabla IV.12), una tabla de datos de coeficientes de distribución mineral/fundido apropiados para las composiciones de los magmas y de los minerales implicados (Tabla IV.15) y la composición de los elementos traza en el fundido inicial (Tabla IV.16). Consideraremos que el modelo funciona bien cuando la composición del dique que se ha usado como fundido final, sea similar a la del fundido residual que calcula el programa para el porcentaje de fraccionamiento adecuado, es decir, el que se obtuvo mediante Igpetwin.

En la figura IV.25 se ha representado la variación en la composición de algunos elementos traza del fundido residual que calcula el programa FC-Modeler para distintos valores de fraccionamiento. Se han dibujado, independientemente, las líneas que proporciona el modelo para la etapa 1, 2A y 2B, llevándose dichas líneas hasta el porcentaje de fraccionamiento correspondiente (55%, 75% y 80%, respectivamente). Para comprobar si el modelo representa la tendencia de variación observada en los diques monzo-sieníticos del SCE, su composición se ha representado también en los diagramas.

Los resultados expresados en la figura IV.25 pueden considerarse buenos en la mayoría de los elementos para la etapa primera (Rb, Ba, Th, Sr, Zr, Nb). En las etapas 2A y 2B, por otro lado, el modelo da buenos resultados para algunos elementos (Rb, Ba, Sr), pero para otros proporciona concentraciones que están bastante lejos de las que poseen los diques más ácidos (Zr, Nb, REE, Y; Figura IV.25 y Tabla IV.16). En el caso concreto del Th, la etapa 2A del modelo reproduciría relativamente bien la variación composicional de los diques, mientras que en la etapa 2B se quedaría muy por debajo de las 80 ppm de Th del dique SY-20. El comportamiento de elementos como el Zr, Nb, Y y Th, principalmente durante la segunda etapa, parece indicar que alguna fase accesoria que controla su distribución se está fraccionando

Tabla IV.15. Coeficientes de distribución para los elementos traza utilizados en el modelo de fraccionamiento de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE*

Mineral	Anf	Plag	Biot	FA o FK	Ti-Mg	Ap
Ba	0.42	0.23 / 0.23 / 1.1**	2.9	4.5	-	0.45
Rb	0.29	0.07	3 / 2 / 5.1**	1.7 / 1 / 1**	0.03	0.4
Th	0.02	0.01	-	0.02	-	1.6
Sr	0.46	2.2 / 1.5 / 1.5**	0.08	6.5 / 3.7 / 3.7**	0.1	5
Nb	0.4	0.01	0.3	-	2	-
Zr	0.38	0.05	0.25	0.03	0.4	1
Ce	0.22	0.1	0.03	0.04	0.3	22
La	0.17	0.17	-	0.08	0.3	20
Dy	0.64	0.05	0.03	0.05	0.5	40
Yb	0.57	0.05	0.04	0.03	0.3	20
Y	1	0.03	0.03	-	0.5	11

* Los coeficientes de distribución se han obtenidos de los siguientes trabajos: para la plagioclasa, Nagasawa (1973), Fujimaki et al., (1984) y la compilación de Arth (1976); para el anfíbol, Brenan et al. (1995), McKenzie & O'Nions (1991), Adam & Green (1994) y la compilación de Arth (1976); para el feldespato alcalino, Nash & Crecraft (1985) y Blundy & Wood (1991); para la biotita, Adam et al. (1993), Sweeney et al. (1994), Foley et al. (1996) y la compilación de Arth (1976); para la Ti-magnetita, Ewart & Griffin (1994) y Beattie (1993) y para el apatito, Fleet & Pan (1997), Sano et al. (2002) y Mahood & Stimac (1990).

** Aquellos elementos para los cuales existen tres valores separados por barras, el primero de ellos se ha aplicado a la etapa 1 del modelo, el segundo a la etapa 2 y el tercero a la etapa 3, debido a los cambios en la composición del mineral durante el proceso de cristalización.

sin haber sido considerada en el modelo o bien que los coeficientes de distribución usados para las fases minerales que cristalizan no son los apropiados. No obstante, el hecho de que el modelo funcione bien para los elementos traza más importantes que entran a formar parte de los fenocristales principales (Ba, Rb, Sr) y no tan bien para los elementos que no entran en su estructura (Th, Zr, Y, Nb, REE), corroboraría el que algún mineral accesorio, como zircón, monacita, o titanita, pudiesen haber provocado la variación de dichos elementos en el fundido. Debe recordarse que estos minerales accesorios están presentes en los pórfidos de composición intermedia-ácida.

Otros autores han realizado, también, modelos de fraccionamiento cristalino para explicar la diversidad de los pórfidos monzo-sieníticos del SCE (Bea & Corretge, 1986), aceptando la posibilidad de que haya habido, además, asimilación de materiales corticales. El modelo de estos autores difiere ligeramente del aquí propuesto en cuanto a que incluye el clinopiroxeno, domina la cristalización de la biotita sobre el anfíbol y no se consideran minerales como el feldespato alcalino, el apatito o la Ti-magnetita. Sin embargo, hay que tener en cuenta que el rango del contenido en SiO_2 considerado en ese trabajo ($\text{SiO}_2 = 43\text{-}56\%$), así como el de otros elementos, no se expande tanto como en nuestro caso ($\text{SiO}_2 = 46\text{-}67\%$). Además, el modelo de Bea & Corretge (1986) considera de forma conjunta a los pórfidos y a los diques camptoníticos, por lo que resulta lógico que la unión de ambos grupos se produzca a través de la separación de clinopiroxeno. Teniendo en cuenta estos factores, resulta lógico que nuestro modelo considere otras fases distintas y establezca dos etapas diferenciadas que puedan explicar la variación composicional tanto de los elementos mayores como de los elementos traza que se da en los diques más ácidos.

Tabla IV. 16. Resultados del modelo de fraccionamiento cristalino en cuanto a elementos traza para los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

	Etapa 1			Etapa 2A			Etapa 2B		
	Líquido inicial	Líquido final observado	Fundido final calculado	Líquido inicial	Líquido final observado	Fundido final calculado	Líquido inicial	Líquido final observado	Fundido final calculado
Rb	132.0	176.0	180.5	176.0	236.0	262.4	176.0	228.0	230.0
Ba	1470.0	1155.0	1117.7	1155.0	185.0	149.7	1155.0	127.0	209.0
Th	6.0	9.0	12.8	9.0	80.0	34.1	9.0	23.6	42.0
Sr	955.0	412.0	367.1	412.0	79.0	65.1	412.0	82.6	97.6
Nb	87.0	142.0	143.3	142.0	366.0	469.8	142.0	171.0	585.6
Zr	304.0	520.0	567.0	520.0	786.0	1821.5	520.0	714.0	2214.7
Y	25.0	32.5	31.1	32.5	28.0	97.0	32.5	42.2	107.2
La	60.0	79.3	73.8	79.3	127.0	175.6	79.3	111.0	170.0
Ce	95.0	151.0	132.7	151.0	204.0	339.7	151.0	192.0	329.1
Dy	5.0	5.4	6.3	5.4	3.3	11.7	5.4	8.3	11.8
Yb	2.0	3.2	2.5	3.2	3.7	7.3	3.2	4.3	7.4

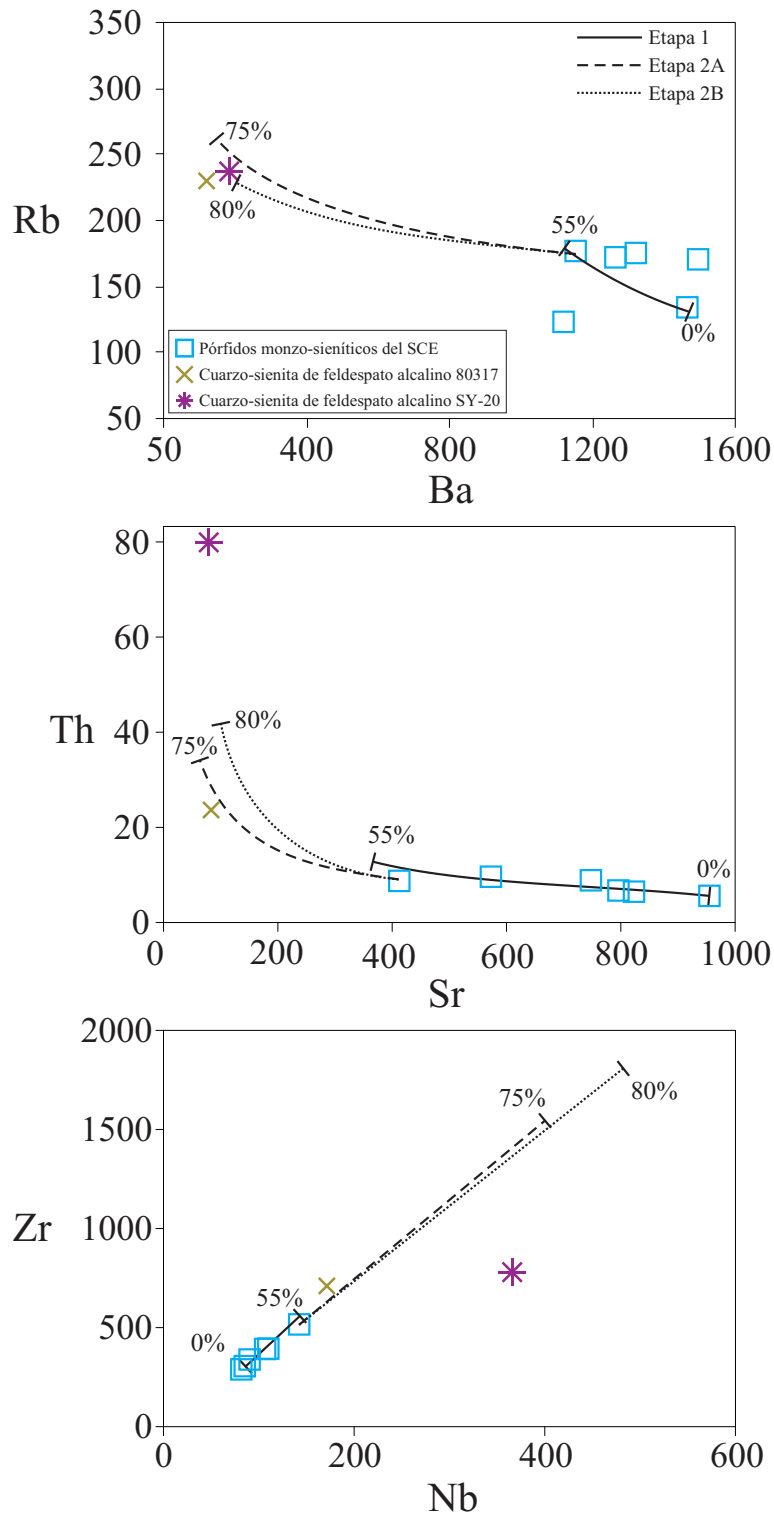


Figura IV.25. Modelo de fraccionamiento cristalino aplicado a los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en cuanto a elementos traza. Como se explica en el texto, se han definido dos etapas (1 y 2), considerándose la segunda, a su vez, de dos formas distintas (etapas 2a y 2b) en función de la composición final del líquido del modelo. La etapa 1 parte de la composición media de los dos diques de pórfidos monzo-sieníticos más básicos y alcanza el 55% de fraccionamiento (calculado en el modelo aplicado a los contenidos en elementos mayores). Las etapas 2a y 2b parten de una misma composición, la correspondiente con el dique SY-5 y su tendencia de evolución varía según el porcentaje y tipo de minerales separados por fraccionamiento (tomado del modelo hecho para los elementos mayores), llegándose en la etapa 2a a un 75% de fraccionamiento y a un 80% en la 2b. Estos porcentajes reflejarían el material separado partiendo del punto final de la etapa 1. Se puede observar que el ajuste es bueno en la primera etapa, mientras que en la segunda las tendencias son similares, consiguiéndose un buen ajuste para los elementos más compatibles con las fases minerales consideradas por el modelo (Rb, Ba, Sr), pero no ocurre lo mismo para otros elementos (Zr, Nb, Th) que pueden encontrarse en minerales accesorios.

IV.4.2. PROBLEMAS DE ASIMILACIÓN CORTICAL

El modelo de cristalización fraccionada que se acaba de exponer explicaría aceptablemente la evolución que se produce en la composición de los diques desde los términos más básicos hasta los más ácidos. El modelo, de una manera general, indicaría que la separación de anfíbol, plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, Ti-magnetita y apatito (Tabla IV.12) podría explicar dicha variación en cuanto a los elementos mayores y los trazas que entran dentro de estas fases en mayor medida. La cristalización de anfíbol + plagioclasa \pm apatito explicaría el aumento en álcalis y la disminución de calcio.

De la petrografía de los diques y de los datos de química mineral se deduce que, durante el proceso de cristalización, han cambiando tanto el tipo de fase que fracciona como su composición. El anfíbol, que sólo está presente como fenocristal en los diques más básicos, no ha sido considerado en el modelo durante la segunda etapa (Tabla IV.12); el resto de fases sí lo han sido, estando presentes, en mayor o menor proporción, en todos los diques.

Como es lógico, a medida que la composición del fundido ha ido cambiando, de igual manera han de haberlo hecho parte de las fases que se formaban a partir de él. Así, el notorio descenso en Ca y Al que experimentan los diques, así como el incremento en álcalis (Figura IV.18), se pone de manifiesto en la formación de plagioclasa rica en Na y feldespato alcalino, minerales progresivamente más frecuentes en los diques intermedios-ácidos con respecto a los más básicos. El descenso en Ti afecta a la fase titanada fundamental: la Ti-magnetita, que se empobrece en este elemento en los diques más evolucionados.

Pese a que la composición en isótopos de Sr, Nd y Pb de los diques puede considerarse homogénea a grandes rasgos (Figuras IV.22 y IV.23), los datos muestran que, a pequeña escala, existe un desplazamiento hacia valores más radiogénicos, que se produce desde los diques más básicos hasta los más ácidos. La relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ pasa de 0.704832 a 0.705587, el ϵNd de 1.2 a -1.4 (Figura IV.22), mientras que en el caso del Pb no resulta posible establecer un patrón claro de cambio (Figuras IV.23 y IV.24). Esta ligera variación que se produce en la composición isotópica de los diques se observa fundamentalmente al

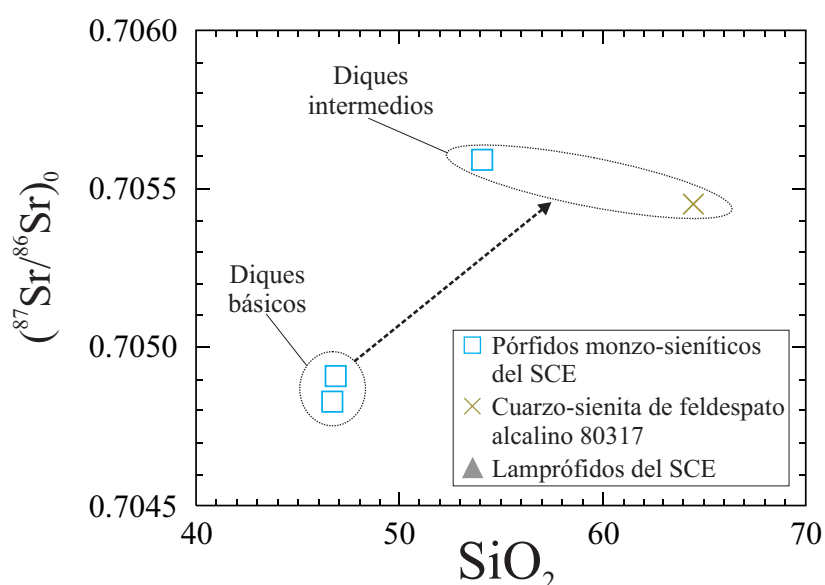


Figura IV.26. Composición isotópica de Sr de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE frente a su contenido en sílice. Se puede apreciar la existencia de una correlación positiva entre ambos valores, considerando separadamente los diques de composición básica y los intermedios.

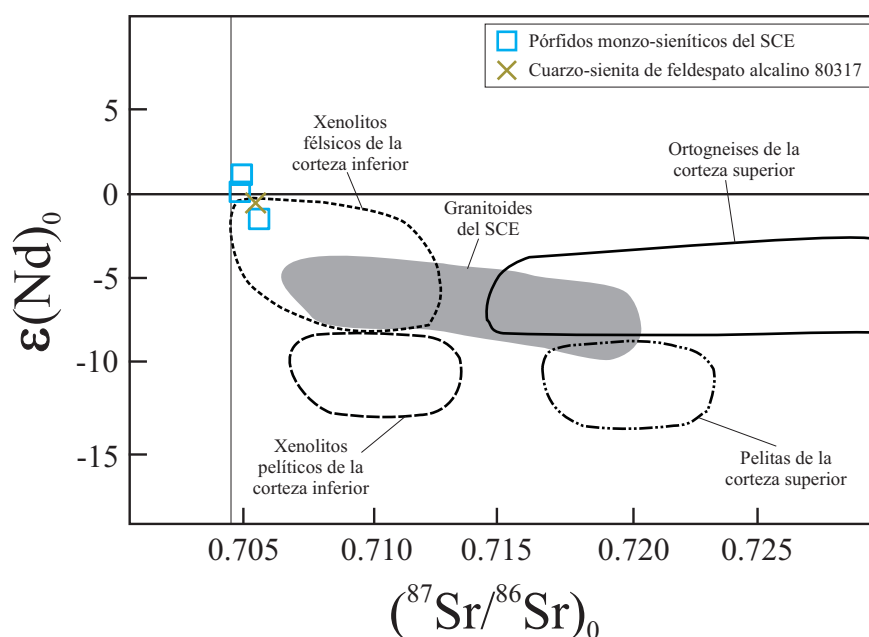


Figura IV.27. Diagrama comparativo con la composición isotópica de Sr y Nd de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, junto con los principales componentes corticales bajo el SCE (tomados de Villaseca et al., 2002).

considerar la caída en el valor de ϵNd , siendo la cantidad de Sr radiogénico un valor más homogéneo. Esto, junto con el elevado contenido en Th del dique más ácido (SY-20), hace pensar en la posibilidad de que, además del fraccionamiento, se haya producido un proceso de contaminación cortical. La posibilidad de la asimilación ha sido ya apuntada con anterioridad (Bea & Corretge, 1986). Aunque estos autores no realizan ningún modelo, señalan a las rocas graníticas encajantes de la corteza superior como el posible agente contaminante.

En las figuras IV.26 y IV.31 se puede apreciar que tanto la relación isotópica $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ como el ϵNd de los diques se correlacionan con el contenido en SiO_2 , de forma positiva en el primer caso y de forma negativa en el segundo, lo que hace pensar en un posible fenómeno de asimilación. La comparación de los datos isotópicos de los diques con los campos composicionales pertenecientes a los materiales que potencialmente pueden haber contaminado el magma inicial, puede ayudar a determinar el posible grado de asimilación del magma. La contaminación debería ser con algún material con una relación baja de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, pero no muy alta de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con respecto a las signaturas isotópicas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos.

En la figura IV.27 se ha proyectado la composición isotópica en cuanto a Sr y Nd de los constituyentes fundamentales de la corteza bajo el SCE. La proyección de los datos de los diques de pórfidos sieníticos del SCE, que parece estar dominada por la disminución en el valor de ϵNd , apunta a que dicha contaminación se debería, fundamentalmente, bien a rocas de la corteza inferior, cuya composición vendría a estar representada por la de los xenolitos de granulitas félsicas y pelíticos, bien a rocas graníticas aflorantes o encajantes. El fuerte enriquecimiento en Sr radiogénico que deberían de haber sufrido los diques, de haber asimilado una fracción significativa de rocas ortogneísicas o sedimentos pelíticos de la corteza superior, hace que estos dos últimos materiales no sean considerados como una fuente probable de contaminación.

Con el objetivo de precisar lo más posible dicho foco contaminante, se han utilizado las ecuaciones de DePaolo (1981) que modelan un proceso de asimilación más cristalización fraccionada (AFC), aplicándolas

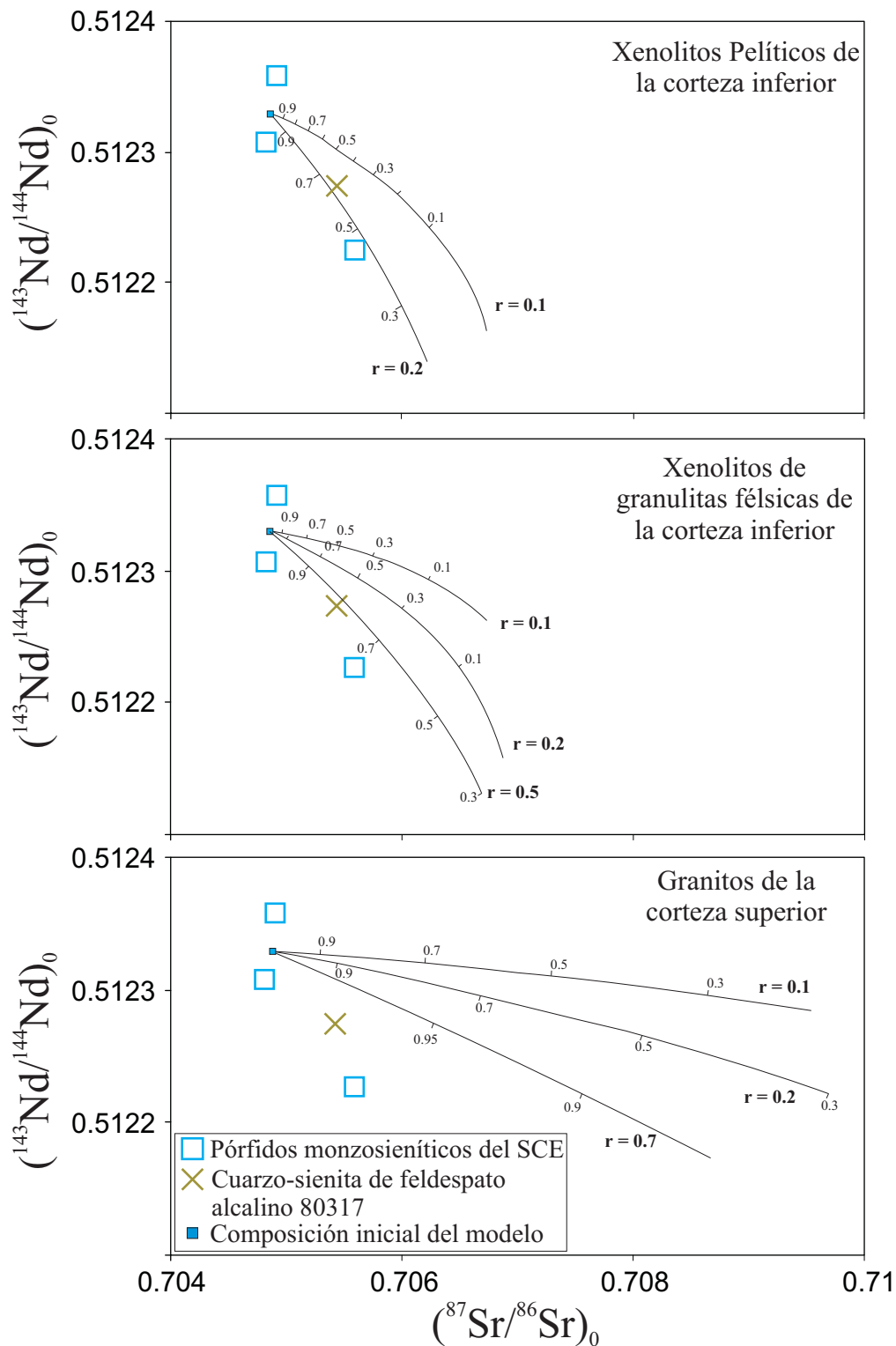


Figura IV.28. Modelización AFC aplicada a los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE para estudiar la posible influencia de un fenómeno de contaminación en la variación de sus relaciones isotópicas de Sr-Nd. En el modelo se ha tomado como composición de partida la media de los diques monzo-sieníticos más básicos y tres tipos distintos de contaminante: la composición de los xenolitos pelíticos presentes en los diques de lamprófidos del SCE, la de los xenolitos de granulitas félsicas y la de los granitos del SCE. Para los xenolitos pelíticos: $\text{Sr}=160$ ppm; $\text{Nd}=39$ ppm; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.707$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5116$. Para los xenolitos de granulitas félsicas: $\text{Sr}=300$ ppm; $\text{Nd}=35$ ppm; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.707$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51203$. Para los granitos: $\text{Sr}=100$ ppm; $\text{Nd}=30$ ppm; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.714$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5118$. Estas composiciones están tomadas de Villaseca et al. (1999) en el caso de los xenolitos y de Villaseca et al. (1998b) en el caso de los granitos. Para cada contaminante se han dibujado distintas trayectorias en función de la relación entre el porcentaje de asimilación y el de fraccionamiento (r) y los valores indicados a lo largo de estas líneas representan el porcentaje de fundido residual a medida que el proceso avanza. De los tres contaminantes, los dos primeros son los que proporcionan mejores resultados.

a las relaciones isotópicas de los diques. La composición de partida del magma es la media de los dos diques más básicos y se han considerado tres posibles focos de contaminación: dos en la corteza inferior y uno en la superior. La composición isotópica de Sr y Nd de los materiales de la corteza inferior que se ha usado en el modelo (Figura IV.28) corresponde con el valor medio de los xenolitos de granulitas félsicas, por un lado, y los de metapelitas por otro (Villaseca et al., 1999), y con el valor medio de los granitoides del SCE en el caso de la corteza superior (Villaseca et al., 1998b). Para cada uno de estos tres contaminantes se han aplicado distintos valores de la relación entre el porcentaje de asimilación y el de fraccionamiento (r), que dan lugar a distintas curvas de evolución que representan el aumento en la fracción sólida y una disminución en el porcentaje de fundido remanente (F) a medida que el proceso de AFC avanza. Los coeficientes de distribución globales que se han considerado son $D_{Sr} = 1.3$ y $D_{Nd} = 0.95$.

Lo primero que podemos deducir de este modelo es que los materiales que mejor podrían ajustarse a un proceso de AFC son los xenolitos granulíticos de la corteza inferior (Figura IV.28). Los granitoides de la corteza superior no llegan a describir una trayectoria de evolución adecuada para los datos isotópicos de los diques sieníticos, incluso para valores elevados de contaminación, con $r = 0.7$. Además, el porcentaje de fraccionamiento que el modelo proporciona para los granitos no superaría el 20% ($F > 0.8$), que es un valor demasiado bajo para los amplios rangos de variación composicional de los pórfidos monzo-sieníticos. La falta de un buen ajuste se debe a la marcada influencia del elevado valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del contaminante, que desplaza las líneas del modelo claramente hacia el campo enriquecido en Sr radiogénico. Esto apoyaría aún más el que otras posibles fuentes de contaminación, como serían las rocas metamórficas aflorantes (los ortogneises y pelitas de la corteza superior), con valores aún superiores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, no deban ser consideradas en el modelo, puesto que darían lugar a líneas de evolución que se ajustarían aún menos que las de los granitos.

En el caso de los enclaves de granulitas félsicas de la corteza inferior el modelo, aunque se acerca más a la variación que describen los diques de pórfidos de lo que se conseguía para los granitos, no llega tampoco a ajustarse bien (Figura IV.28). Comenzaría a acercarse para valores de r por encima de 0.5. De esta forma, los porcentajes de fraccionamiento estarían situados por debajo del 30% para r igual a 0.5, y la asimilación representaría valores elevados (por encima del 15%). Sin embargo, el modelo parece más plausible para una contaminación con xenolitos pelíticos de la corteza inferior. En este último caso el ajuste se consigue con valores de r iguales a 0.2, lo que daría lugar a un fraccionamiento del 40-60% y una asimilación del 8-12%.

De lo anterior se deduce que, de una u otra manera, la posible contaminación del magma sienítico ha de haberse producido por la asimilación de materiales de la corteza inferior. Teniendo en cuenta que las características de la geoquímica de los diques les relaciona de forma directa con fundidos mantélicos y no corticales, y que apenas se aprecia en ellos presencia de xenolitos (salvo acumulados del propio magma), hay que suponer que el grado de asimilación de rocas de la corteza no debe haber sido muy grande respecto al porcentaje de fraccionamiento. El hecho de que en los diques monzo-sieníticos varíe mucho la química de elementos mayores y trazas, pero no tanto la isotópica, indica que los mejores resultados son los que ofrece el modelo que considera un área fuente con una composición isotópica pobre en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ similar a la que correspondería con los xenolitos de pelitas de la corteza inferior: los mayores porcentajes de fraccionamiento y menores de asimilación.

El modelo de AFC basado en el trabajo de DePaolo (1981) también permite dibujar la evolución

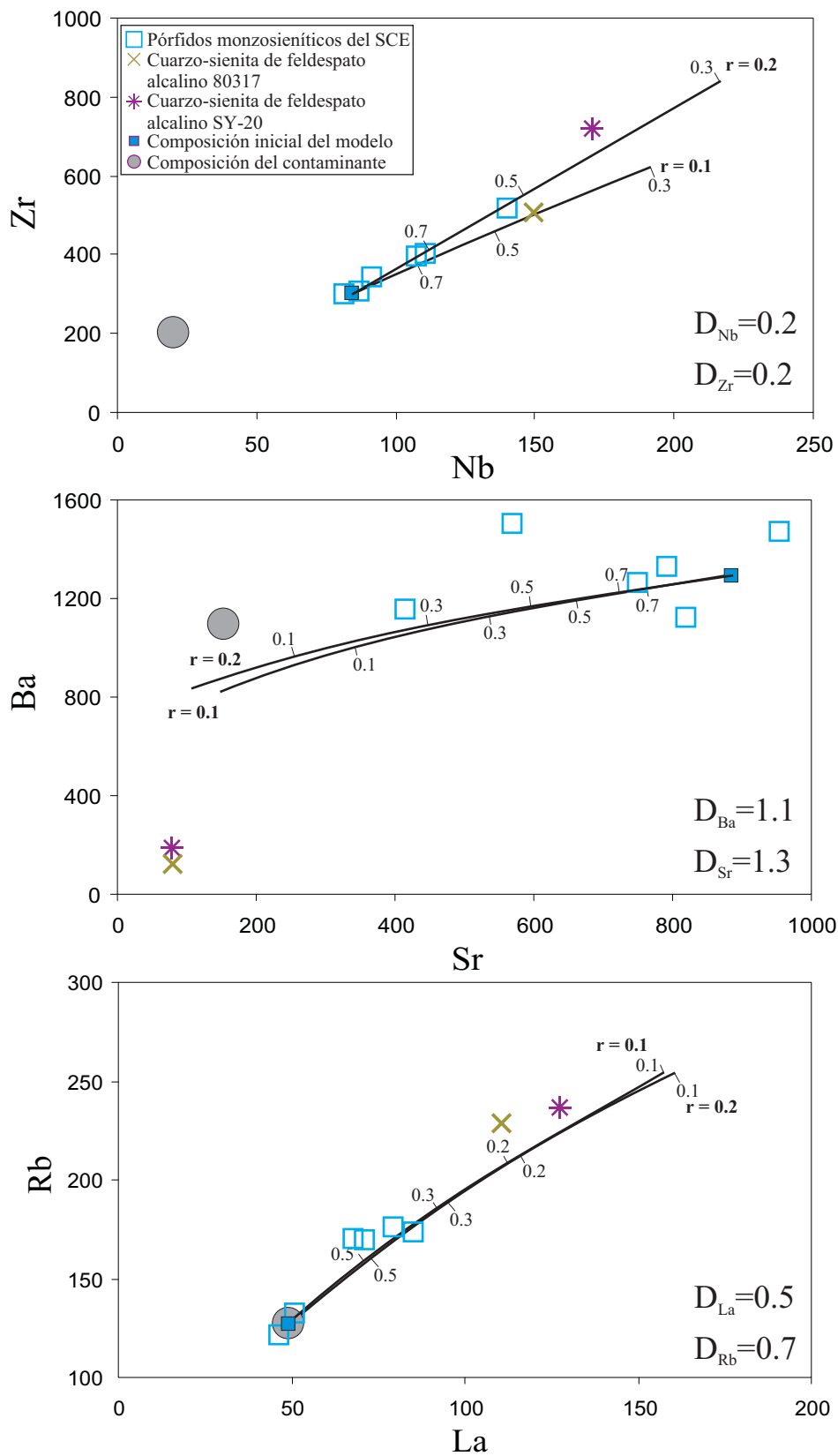


Figura IV.29. Modelización AFC aplicada a los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE para estudiar la posible influencia de un fenómeno de contaminación en la variación del contenido en elementos traza. En el modelo se ha tomado como composición de partida la media de los diques monzo-sieníticos más básicos y la composición de los xenolitos pelíticos presentes en los diques de lamprófidos del SCE, tomado de Villaseca et al. (1999). Para cada caso se han dibujado las trayectorias en función de la relación entre el porcentaje de asimilación y el de fraccionamiento (r) y los valores indicados a lo largo de estas líneas representan el porcentaje de fundido residual a medida que el proceso avanza.

que se produciría en la concentración de los elementos traza. Las variables necesarias en este caso son, nuevamente, la composición inicial del magma (que en nuestro caso es la media de los dos diques más básicos), la composición del contaminante, el valor de r y los coeficientes de distribución globales de los elementos modelados. En vista de los resultados obtenidos para las relaciones isotópicas, hemos considerado como contaminante los xenolitos pelíticos de la corteza inferior, cuya composición media está extraída del trabajo de Villaseca et al. (1999). Los elementos modelados son Zr, Nb, Sr, Ba, Rb y La, y los coeficientes de distribución corresponden con valores medios obtenidos a partir de las mismas referencias que se usaron en el modelo de fraccionamiento cristalino.

Los resultados se han presentado en la figura IV.29. La evolución que predice el modelo se ajusta, en casi todos los casos, a la trayectoria de variación de la composición que definen los diques de pórfidos monzo-sieníticos. El hecho de que la evolución composicional se aleje considerablemente del contaminante en algunos casos (Zr, Nb, Rb, La) indica que el proceso de asimilación no influye apenas (debe representar un porcentaje minoritario) en la diferenciación de los diques, y que es el fraccionamiento cristalino el proceso evolutivo que domina claramente. Por esta razón, los elementos incompatibles en el proceso (Zr, Nb, Rb y La) aumentan su concentración en los diques considerablemente, en contra de la oposición que debería ejercer la composición más empobrecida del campo que definen los xenolitos pelíticos de la corteza inferior. En el caso de los elementos compatibles (Sr y Ba), ocurre que tanto el fraccionamiento como la contaminación, inducen a una bajada en el contenido de los mismos, si bien los muy bajos contenidos de los diques más ácidos en estos dos elementos, sólo es posible por fraccionamiento cristalino.

Los porcentajes de fraccionamiento que obtenemos al modelar los elementos traza varían muy poco al modificar el valor de r y son, en general, elevados (Figura IV.29). Para el par de elementos Zr-Nb irían desde un 55-60%, para $r = 0.1$ y $r = 0.2$, respectivamente, lo que supondría un porcentaje de asimilación en el rango 5-12%. Para Sr-Ba se superaría el 90% de fraccionamiento, lo que significaría una asimilación superior al 9%, si bien es cierto que las líneas no se ajustan al fuerte descenso en Ba que se produce en los dos diques más empobrecidos en estos elementos. Y para Rb y La el fraccionamiento estaría próximo al 80-85% (tasa de asimilación entre 8%, para $r = 0.1$, y 16% para $r = 0.2$). Los porcentajes de fraccionamiento son ligeramente superiores a los que se obtenían en el modelo hecho para las relaciones isotópicas, sin embargo, el rango de porcentajes de asimilación (5-16%), pese a ser más amplio que el que definían las relaciones isotópicas, presenta valores similares.

En resumen, este modelo ha de considerarse una estimación general y orientativa, puesto que algunas de las variables que tiene en cuenta, tales como los coeficientes de distribución o la composición del área fuente contaminante, son estimaciones o valores medios. De forma general, se aprecia que el proceso de cristalización fraccionada domina claramente sobre el de asimilación durante la diferenciación de los diques, por lo que los resultados que obtuvimos en el modelo de cristalización fraccionada sobre la separación de distintas fases minerales, han de ser tenidos en cuenta, aunque sea de una manera aproximada. El modelo de AFC nos sirve para evidenciar la influencia, en pequeño porcentaje, de un proceso de asimilación de materiales de la corteza inferior, cuya composición isotópica contrasta con la de los diques de pórfidos monzo-sieníticos, principalmente por su menor valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

IV.4.3. EL ORIGEN DE LOS DIQUES MONZO-SIENÍTICOS Y SU RELACIÓN CON LOS MAGMAS LAMPROFÍDICOS

Para explicar el origen de los magmas sieníticos existen en la literatura diversos modelos que, básicamente, pueden dividirse en cuatro tipos: 1) los que relacionan estos magmas con la fusión de rocas de la corteza, bien por entrada de volátiles (Allen & Chappell, 1992; Lubala et al., 1994), bien en sistemas cerrados a presiones típicas de la base de una corteza engrosada (Huang & Wyllie, 1981); 2) los que explican los fundidos sieníticos como resultado de procesos de mezcla de magmas, ya sea mezcla de magmas básicos y silíceos con un proceso posterior de diferenciación (Barker et al., 1975; Sheppard, 1995; Zhao et al., 1995; Litvinovsky et al., 1999), o mezcla de fundidos alcalinos subsaturados procedentes del manto con magmas graníticos formados por fusión de la corteza inferior (Dorais, 1990), 3) los que aducen la fusión parcial de un manto metasomatizado (Sutcliffe et al., 1990; Lynch et al., 1993) y 4) los que interpretan su formación como fundidos residuales tras la diferenciación de magmas de tipo basaltos alcalinos procedentes del manto (Parker, 1983; Brown & Becker, 1986; Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002).

Existen varias razones que hacen que los dos primeros modelos sugeridos no puedan explicar satisfactoriamente el origen de los diques monzo-sieníticos del SCE. Estos diques intruyen, como se ha visto por los datos de geocronología y por las relaciones de corte con el resto de materiales de la zona, con posterioridad a los granitos del batolito. Teniendo en cuenta los eventos magmáticos Hercínicos en el sector del SCE, de existir mezcla con otros magmas, estos habrían de ser, en todo caso, fundidos corticales de composición granítica sensu lato o magmas ligados al evento alcalino al que estos mismos diques sieníticos pertenecen. Tanto la fusión de rocas de la corteza como la mezcla con magmas corticales en un porcentaje importante, debería de haber originado fundidos con unas firmas isotópicas mucho más enriquecidas (menores ϵNd y relaciones $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ mayores), que estuviesen en concordancia con la composición de las rocas que constituían la corteza en el momento de la intrusión de los diques. Mientras que los diques de pórfidos monzo-sieníticos poseen una composición relativamente homogénea y empobrecida (ϵNd entre

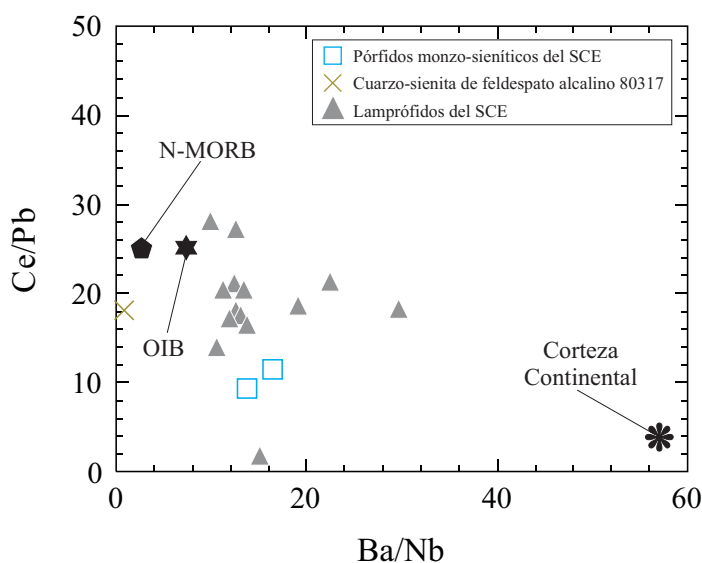


Figura IV.30. Relaciones Ce/Pb y Ba/Nb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE. Se puede apreciar la similitud composicional con respecto al conjunto de los lamprófidos y diabasas del SCE y a los valores medios de fuentes mantélicas, muy diferentes de la composición media de la corteza continental. Los valores de MORB y OIB están tomados de Sun & McDonough (1989) y los de la corteza continental de Rudnick & Gao (2003).

-1.4 y 1.2 y $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ de 0.70483 a 0.70558) (Figura IV.27), las rocas que conforman la corteza en el SCE están considerablemente más enriquecidas en Sr radiogénico. Concretamente, la relación $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ de los granitoides del SCE está comprendida, en general, entre 0.7060 y 0.7200, la de las rocas metamórficas (ortogneises y pelitas) entre 0.7137 y 0.7277 y la de los xenolitos de la corteza inferior entre 0.7059 y 0.7174 (Villaseca et al., 1998b; Villaseca et al., 1999) (Figura IV.27). En cuanto al ϵNd , el valor más cercano al de los diques sieníticos sería el extremo más empobrecido de los xenolitos metaígneos de la corteza inferior (≈ -1.4) (Villaseca et al., 1999). Estos datos están claramente en contra de un origen por fusión de materiales corticales. Además, los elevados contenidos en elementos de origen fundamentalmente mantélico, como el Nb o el Ta, y las bajas concentraciones en elementos principalmente corticales, como el Pb (Tabla IV.10), apoyarían las conclusiones anteriores. Los diques monzo-sieníticos muestran anomalía positiva Nb-Ta y carecen de una anomalía positiva en Pb (Figura IV.21), características contrarias a fundidos originados en la corteza.

También algunas relaciones de elementos traza incompatibles, que permiten diferenciar entre las áreas fuente, están lejos de poseer características corticales. La relación Ce/Pb es ligeramente más baja que la de los lamprófidos del SCE (9-12) (Figura IV.30), pero no llega a los valores medios de la corteza continental, que giran entorno a 4 (Weaver & Tarney, 1984; Taylor & McLennan, 1985; Wedepohl, 1994; Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003). La relación Ba/Nb (13-17) es muy similar a la de los lamprófidos (Figura IV.30), con valores cercanos a los del manto primitivo (9-11; Taylor & McLennan, 1985; Hofmann, 1988; McDonough & Sun, 1995).

Por otro lado, la relación Rb/Sr de los diques más básicos coincide con la de los lamprófidos del SCE y sigue siendo similar a la del manto, pero se hace mayor hacia los diques más ácidos (Figura IV.31). El aumento de la relación Rb/Sr podría explicarse fácilmente como consecuencia de la separación, en un porcentaje importante, de plagioclasa y feldespato alcalino, puesto que para ambos minerales el Sr es considerablemente más compatible que el Rb, y la separación de estas fases enriquecería el fundido en Rb respecto del Sr. Algo similar ocurre con las relaciones Ce/U y Nb/U, que también descienden al incrementarse el contenido en SiO_2 (Figura IV.32). Los valores de estas relaciones para los diques más básicos se encuentran, respectivamente, entorno a 60 y 51, mientras que en la corteza continental media, están inscritos en los rangos de valores de 29-43 y 8-12, respectivamente (Weaver & Tarney, 1984; Taylor & McLennan, 1985; Shaw et al., 1986; Wedepohl, 1994; Rudnick & Fountain, 1995; Rudnick & Gao, 2003). No obstante, sí se aprecia una correlación positiva del valor de la relación Rb/Sr con respecto al contenido en SiO_2 , considerando la totalidad de los diques, y también se apunta la existencia de una ligera correlación negativa del valor de ϵNd con el SiO_2 (Figura IV.31). Esto corroboraría la posibilidad ya apuntada con anterioridad acerca de que el cambio en la composición de los diques, pese a deberse principalmente a un proceso de fraccionamiento cristalino, puede reflejar también la asimilación de materiales de la corteza en un pequeño porcentaje.

En la figura IV.33 se han proyectado las relaciones Th/Yb y Ta/Yb de los diques sieníticos. Dichos valores caen pegados al campo de los lamprófidos y su composición está próxima a la de un manto enriquecido de tipo OIB y lejana de la que caracterizaría a magmas generados a partir de fuentes corticales o por una mezcla de magmas en la que intervenga un porcentaje importante de dicho tipo de fundidos: altas en Th/Yb y bajas en Ta/Yb.

El origen de los diques monzo-sieníticos, por lo tanto, no puede estar ligado a la fusión de rocas de la corteza o a una mezcla en la que intervengan proporciones significativas de magmas corticales, si no que

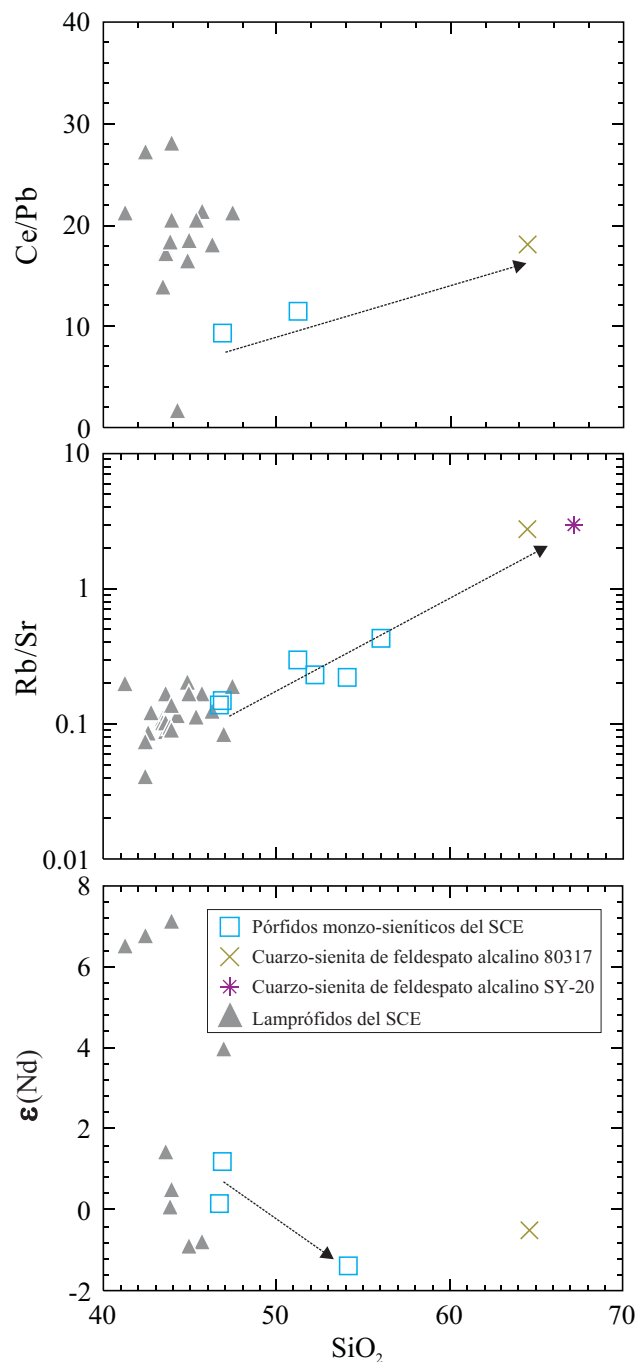


Figura IV.31. Relaciones Ce/Pb , Rb/Sr y valor de $\epsilon(\text{Nd})$ frente al contenido de sílice de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los datos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. La flecha ilustra la existencia de una correlación positiva entre el contenido en sílice de los diques de pórfidos monzo-sieníticos y las relaciones Rb/Sr y Ce/Pb , y negativa con la composición isotópica de Nd.

su composición parece estar más en acuerdo con los modelos tercero y cuarto, que explican el origen de los fundidos sieníticos a partir de fuentes mantélicas.

Como se expuso más arriba, el origen de los diques ha de estar ligado al manto, bien por fusión directa del mismo, bien por diferenciación a partir de un fundido alcalino de tipo basáltico (originado en un manto metasomatizado). Si consideramos la hipótesis de derivación directa (fusión) del manto, los diques más básicos, que vendrían a representar los fundidos mantélicos más primitivos o los términos menos evolucionados de la serie monzo-sienítica, tendrían que poseer características geoquímicas propias de fundidos originados en el manto, ya que no habría en este caso intervención cortical, ni por fusión ni por mezcla de magmas.

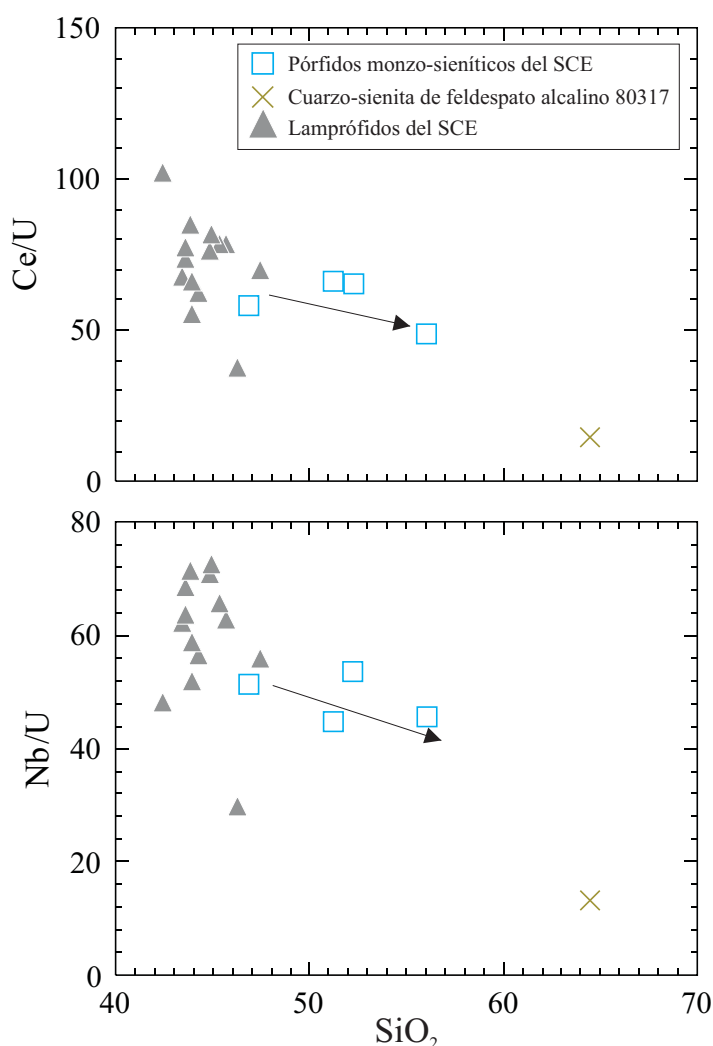


Figura IV.32. Relaciones Ce/U y Nb/U frente al contenido de sílice de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los datos de los diques de lamprófidos y diabasas del SCE. La flecha ilustra la existencia de una correlación negativa entre el contenido en sílice de los diques de pórfidos monzo-sieníticos y las relaciones Ce/U y Nb/U.

Dado que el proceso de fraccionamiento de los pórfidos monzo-sieníticos incluye la formación y separación de fases para las cuales algunos elementos normalmente incompatibles pueden resultar altamente compatibles, como es el caso del Sr para la plagioclasa, el Ba y el Sr para el feldespato alcalino, Ba y Rb para la biotita o Sr, Th, Y y REE para el apatito, la procedencia de los fundidos monzo-sieníticos se discutirá considerando únicamente la composición de los diques más primitivos (más básicos): las muestras 80324 y 103668.

Los bajos valores de Mg\# (0.44-0.45), y la composición muy empobrecida en Cr (44-77 ppm) y Ni (14-15.5 ppm) de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE (Tablas IV.9 y IV.10) indican claramente que no se trata de fundidos primarios en ningún caso. No obstante, al igual que hicimos para los lamprófidos, consideraremos que las relaciones de elementos traza incompatibles de los diques más básicos ($\text{SiO}_2 = 46\%$) siguen reflejando las características del magma original. En los diagramas donde se proyectan dichas relaciones elementales se han incluido los datos de los lamprófidos y diabasas del SCE a modo de comparación.

En los diagramas normalizados al condrito y al manto primitivo, en los que se representa la abundancia relativa de los elementos traza, queda de manifiesto el enriquecimiento de los diques de pórfidos

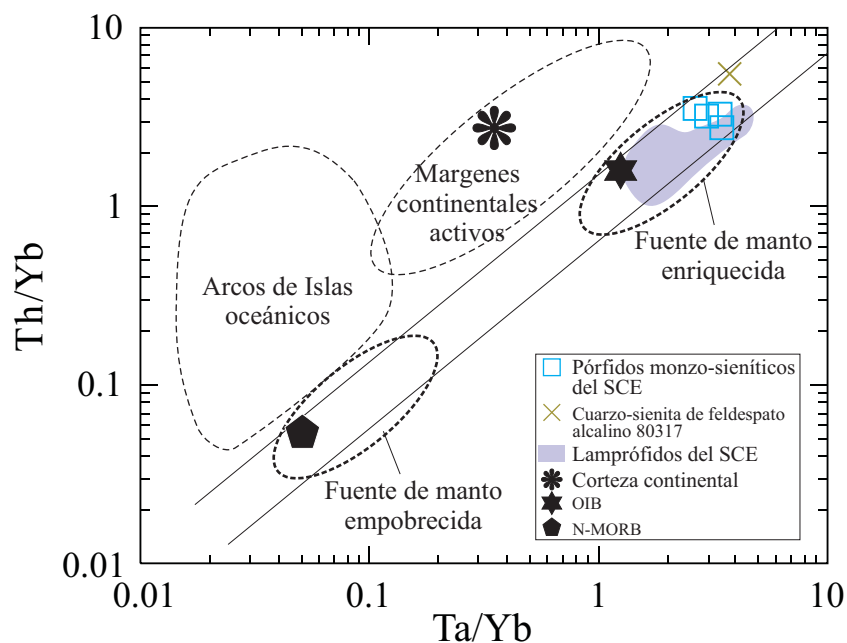


Figura IV.33. Relaciones Th/Yb vs Ta/Yb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en comparación con los valores de los diques de lamprófidos y diabasas (área violeta) y con distintos materiales de referencia. Las relaciones medias de elementos traza de los OIB y los MORB están sacadas de Sun & McDonough (1995) y las de la corteza continental de Rudnick & Gao (2003). Los campos de fuentes enriquecidas y empobrecidas y los de arcos-isla y márgenes activos están sacados de Wilson (1989).

en elementos altamente incompatibles, entre los que destacan las LREE, LILE y HFSE (Figura IV.21).

El patrón fuertemente fraccionado de las REE, con valores de $(La/Yb)_N$ entre 16.1-17.7 para los diques más básicos, es propio de bajos grados de fusión de un manto enriquecido en elementos incompatibles. En la figura IV.34 se han proyectado las relaciones Ce/Y y Zr/Nb de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE junto con las líneas que describen la fusión en equilibrio no-modal (Shaw, 1970) de dos fuentes de manto (una enriquecida en elementos traza incompatibles y otra empobrecida), para una lherzolita con granate y una lherzolita con espinela, según cálculos de Upton et al. (2004). Los diques básicos caen a medio camino entre el campo de la lherzolita con granate y la lherzolita con espinela y, en cualquier caso, se aproximan a porcentajes de fusión bajos, en el rango 0.2-2%.

El elevado valor de la relación $(Dy/Yb)_N$ de los diques básicos (1.45-1.59) indica un fuerte fraccionamiento de las HREE, similar al que mostraban los diques de lamprófidos y diabasas, lo que estaría de acuerdo con un proceso de fusión parcial de un manto peridotítico donde el granate ha quedado como un residuo (Frey et al., 1991; Moghazi, 2003).

Los valores de las relaciones entre algunos elementos traza (por ejemplo, Y/Nb, Zr/Nb, Th/Yb y Ta/Yb), cuya concentración es muy distinta según el área fuente que consideremos (corteza superior o inferior, manto enriquecido o manto empobrecido), y que por lo tanto nos sirven para diferenciar el origen de los magmas, indican que los pórfidos sieníticos provienen de fundidos que se originaron a partir de la fusión de un manto metasomatizado rico en elementos incompatibles (Figuras IV.30 y IV.35). El enriquecimiento en elementos altamente incompatibles, como el Ta y el Nb, respecto a otros que no lo son tanto, como el Y y el Yb, explica el carácter enriquecido, con composiciones similares a la de los diques de lamprófidos del SCE y muy próximas a la de los OIB.

La característica anomalía positiva en Nb-Ta de los pórfidos monzo-gabroideos del SCE indica que el metasomatismo que ha sufrido el área fuente no está relacionado con un proceso de subducción. Además,

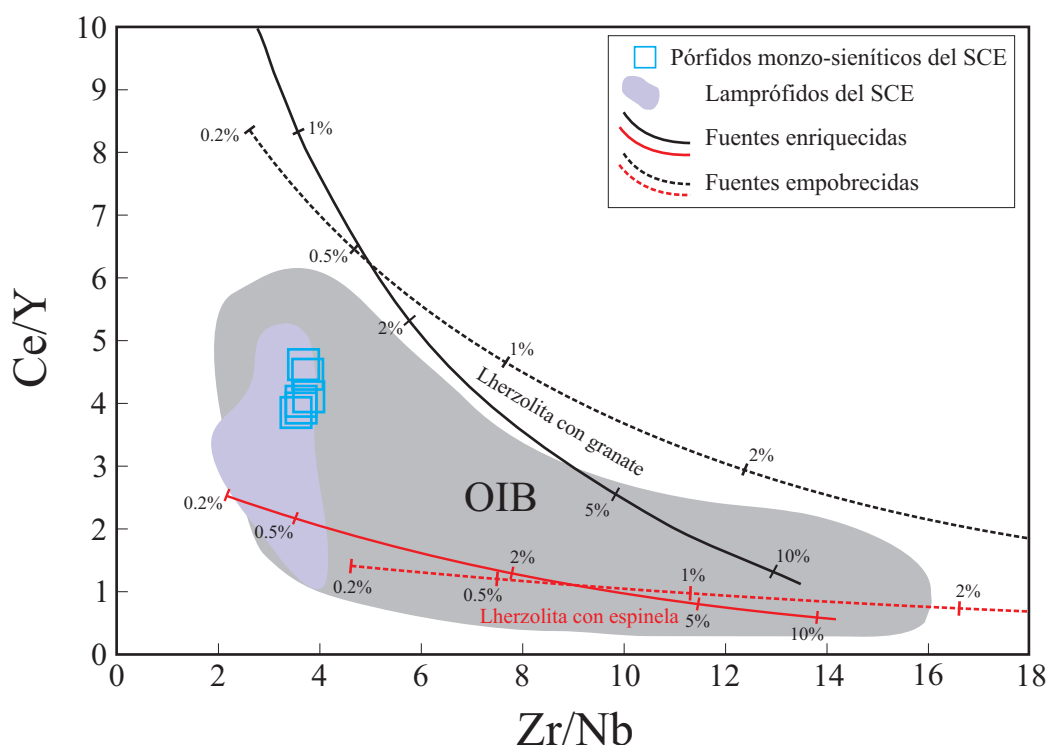


Figura IV.34. Composición de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ce/Y y Zr/Nb. A modo de comparación se ha proyectado el rango composicional de los lamprófidos y diabasas del SCE y el de los OIB (extraído de Upton et al., 2004). Las líneas dibujadas describen la fusión en equilibrio no modal de Shaw (1970). Las de color negro representan la variación composicional de una lherzolita con granate, mientras que en rojo indicarían la variación de una lherzolita con espinela. En ambos casos se representan los resultados para fuentes enriquecidas y empobrecidas. El conjunto de los diques del SCE poseen una composición transicional entre el campo de la lherzolita con granate y el de la lherzolita con espinela.

no muestran tampoco una clara anomalía positiva de Pb, si bien los contenidos de este último elemento en los pórfidos son relativamente elevados (9.9-11.7 ppm). Estas concentraciones podrían deberse a la diferenciación del fundido primario de los diques mediante cristalización fraccionada. La posibilidad de que el enriquecimiento en Pb se debiera a asimilación cortical, sin embargo, no explicaría satisfactoriamente la homogeneidad composicional que muestran para dicho elemento los pórfidos monzo-sieníticos, desde los términos más básicos, hasta los más ácidos.

Las rocas traquítico-sieníticas, en los casos en que su origen se explica por evolución de magmas alcalinos máficos, suelen estar asociadas temporal y espacialmente a rocas similares (p.e. basaltos alcalinos, fundidos tefrítico-basaníticos o lamprófidos; Thorpe & Tindle, 1992; Litvinovsky et al., 2002; Wang et al., 2005; Yang et al., 2005; Zhang et al., 2005). Aunque los datos geocronológicos se discutirán más adelante, cabe destacar que la misma coexistencia en los afloramientos y, presumiblemente, también en el tiempo, se produce entre los diques monzo-sieníticos y los lamprófidos del SCE.

Los diques monzo-sieníticos más básicos no solamente muestran una clara similitud composicional, con respecto a los diques de lamprófidos del SCE, en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles que se han utilizado para señalar la procedencia de los primeros a partir de una fuente de manto enriquecida, sino que lo hacen también para otras relaciones que fueron empleadas durante la discusión de los diques de lamprófidos y diabasas para caracterizar su área fuente, tales como Ba/Nb, Ba/Ce, Ba/La, Rb/La, Rb/Sr, K/Zr, P/Zr y Th/U (Figuras IV.36 y IV.37). La composición de los pórfidos, partiendo de unos valores similares a los de los lamprófidos, disminuyen sus relaciones Rb/La, Ba/La y Rb/Sr (Figura IV.37) hacia los diques más ácidos. Esta tendencia de variación no puede estar relacionada con heterogeneidades en el

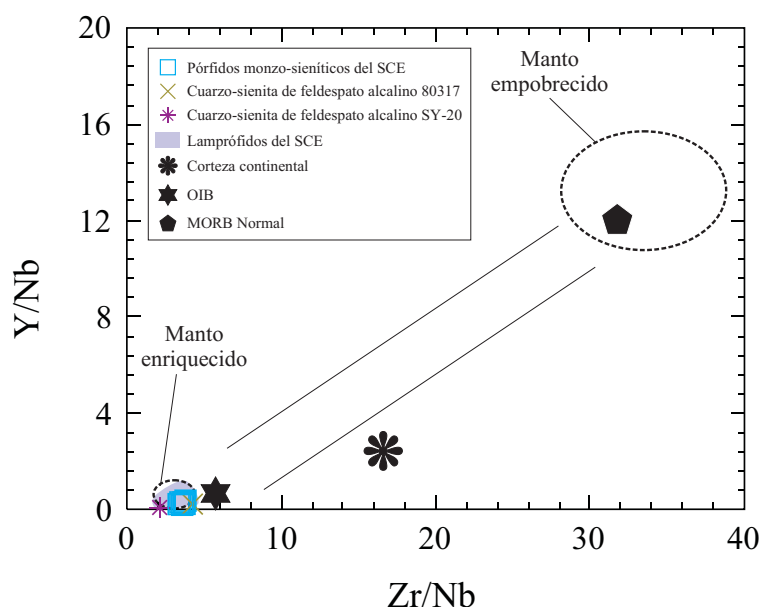


Figura II.35. Composición de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Y/Nb y Zr/Nb. A modo de comparación se ha proyectado, también, el rango definido por los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y la composición media de los MORB y OIB (Sun & McDonough, 1989) y la de la corteza continental (Rudnick & Gao, 2003). Los campos de áreas fuentes mantélicas enriquecidas y empobrecidas están tomadas de Wilson (1989).

área fuente (p.e. presencia-ausencia de flogopita o anfíbol), sino que se deben al fraccionamiento cristalino. Otro punto de coincidencia entre los diques monzoníticos más básicos y los diques de lamprófidos, es que los diagramas multielementales de ambos grupos dibujan las mismas anomalías positivas de Nb-Ta, Zr-Hf y Ti y negativas en Th y U (Figura IV.21). Las únicas relaciones de elementos traza incompatibles de los diques de pórfidos básicos que muestran ligeras diferencias con respecto al conjunto de los lamprófidos, son las de U/Pb y Th/Pb (que son inferiores; Figura IV.37; 0.16-0.18 y 0.68-0.84, respectivamente, en los

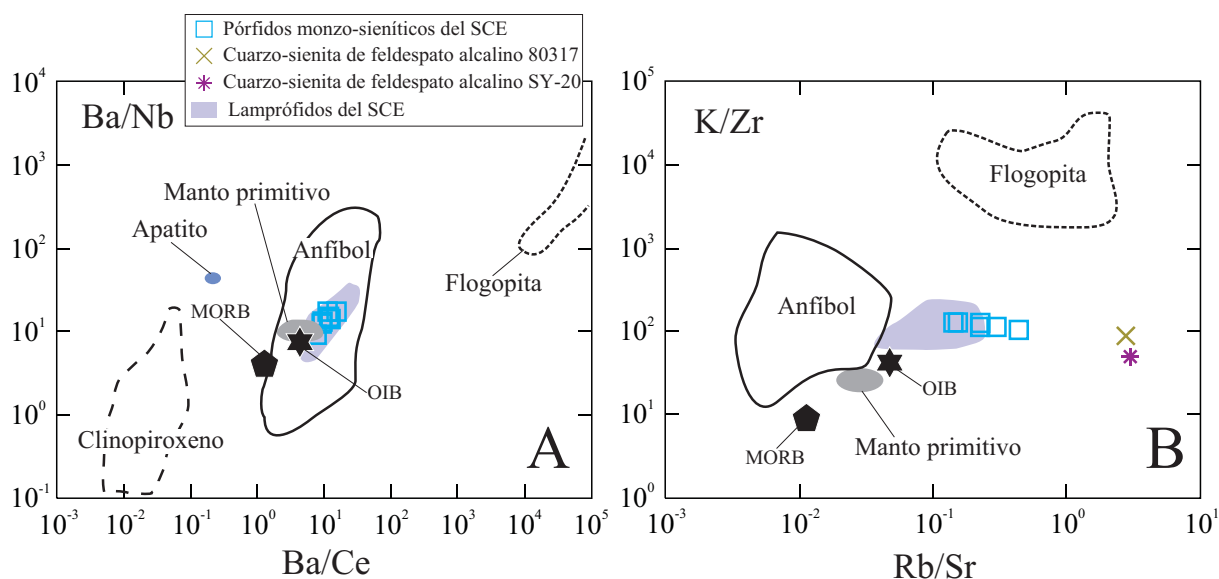


Figura IV.36. Composición de los diques de pórfidos sieníticos del SCE en cuanto a las relaciones de elementos traza incompatibles Ba/Nb, Ba/Ce, K/Zr y Rb/Sr. A modo de comparación se ha proyectado, también, el campo que ocupan los diques de lamprófidos y diabasas del SCE y la composición media de los MORB, OIB y del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Los campos composicionales del clinopiroxeno, anfíbol y la flogopita están cogidos de Ionov et al. (1987).

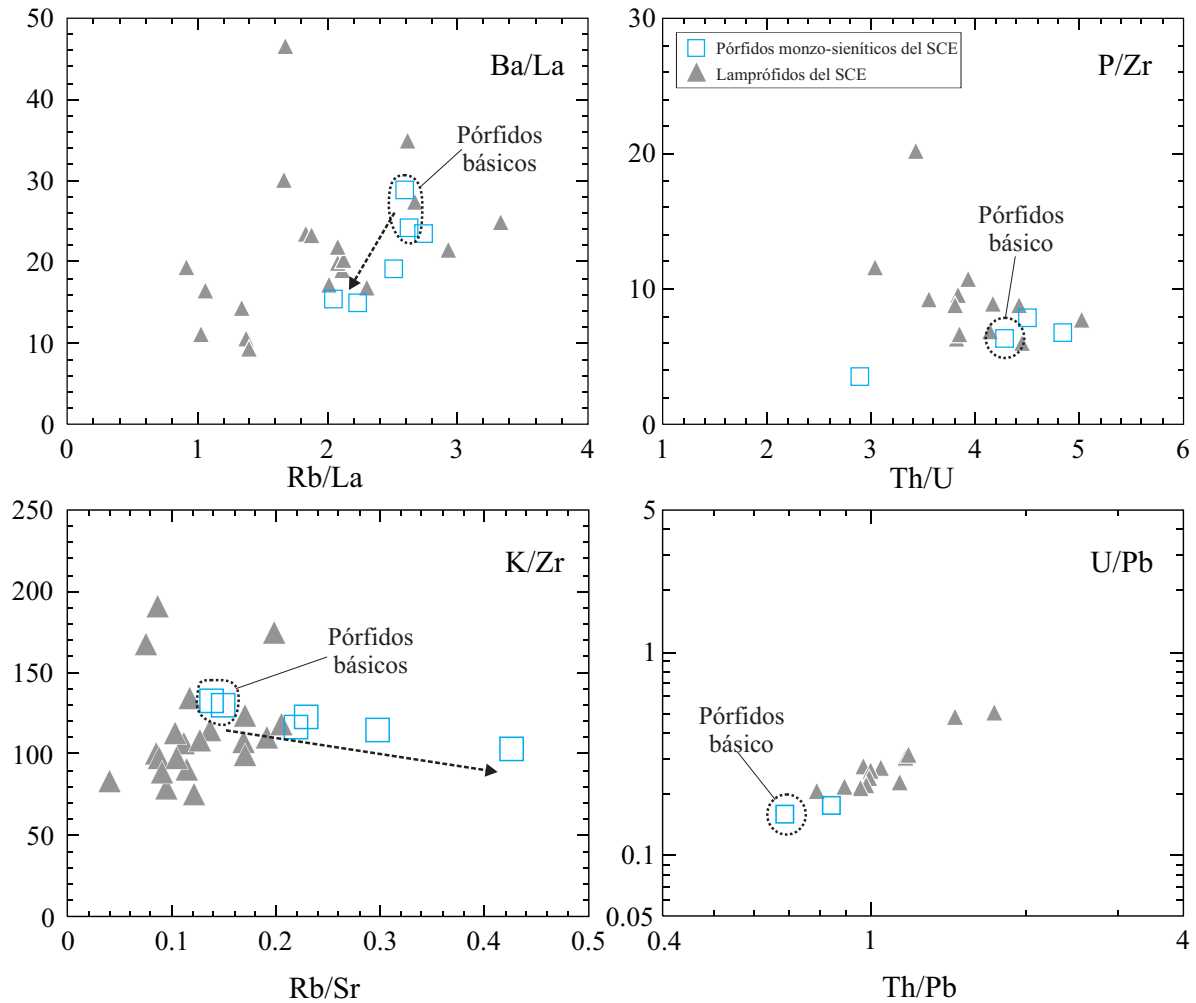


Figura IV.37. Composición de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE en las relaciones de elementos traza incompatibles Ba/La, Rb/La, P/Zr, Th/U, K/Zr, Rb/Sr, U/Pb y Th/Pb, en comparación con los diques de lamprófidos y diabasas del SCE (triángulos). Las flechas representan la variación de la composición de los pórfidos monzo-sieníticos debida al proceso de fraccionamiento cristalino.

pórfidos monzo-sieníticos, frente a 0.2-0.5 y 0.79-1.73, respectivamente, en los lamprófidos), debido al elevado contenido en Pb de los pórfidos monzo-sieníticos.

Las similitudes entre la composición de los pórfidos monzo-sieníticos y la de los lamprófidos del SCE, apuntan a que los primeros se hayan formado por diferenciación a partir de fundidos parentales de origen mantélico similares a los lamprófidos. Ya hemos visto que el área fuente de los lamprófidos es un manto enriquecido, quedando el granate en forma de residuo tras la fusión. El elevado contenido en K, con relaciones $K/Na > 1$, hacen necesaria la presencia en el área fuente de un mineral rico en K (probablemente anfíbol o flogopita). De igual manera que se dijo para los lamprófidos potásicos, la ausencia en los pórfidos básicos de una anomalía negativa de K en los espectros normalizados al manto primitivo podría significar que la totalidad de dicha fase se consumió durante la fusión. El contenido en P de los diques es elevado en todos los casos, en comparación con una fuente empobrecida de tipo MORB (Figura IV.38), lo que implica la participación en la fusión de una fase rica en fósforo. Esto último, junto con las anomalías negativas en Th, U y P (Figura IV.21), parece estar de acuerdo con la hipótesis planteada en el capítulo de los lamprófidos acerca de la existencia de apatito residual en el área fuente.

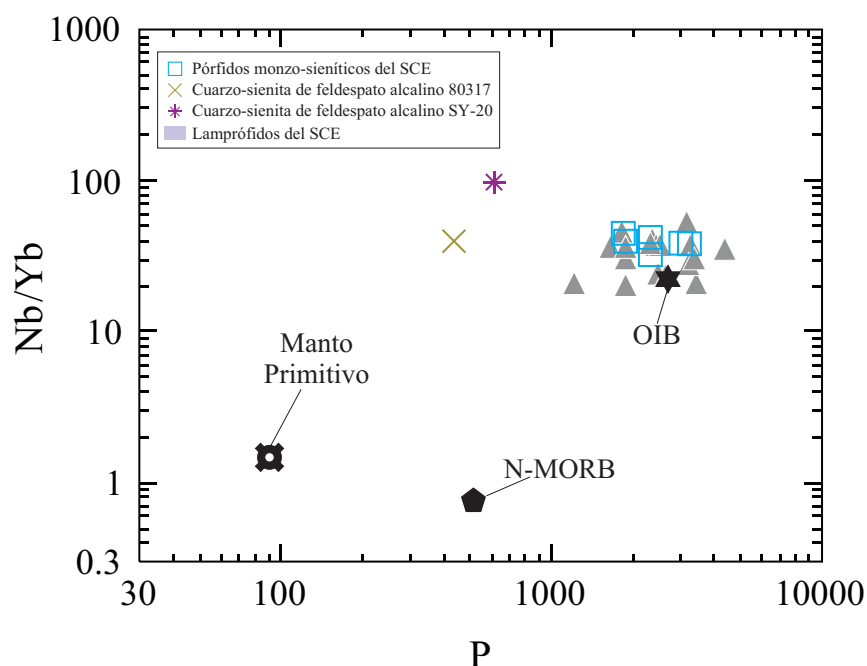


Figura IV.38. Diagrama Nb/Yb vs P con la composición de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, junto con los diques de lamprófidos y diabasas (triángulos). Se puede apreciar cómo los materiales enriquecidos (altos valores de Nb/Yb) poseen además elevados contenidos de P, con la excepción de los diques sieníticos más evolucionados, proyectándose próximos al valor medio de los OIB. Los valores medios de manto primitivo, N-MORB y OIB están tomados de Sun & McDonough (1989).

A la vista de lo que se acaba de exponer, parece lógico suponer que ambos grupos de diques (pórfidos monzo-sieníticos y lamprófidos del SCE) están relacionados genéticamente. Además, como ya se mencionó en el apartado de descripción, las signatures isotópicas $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ y $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ de los diques monzo-sieníticos son muy similares a las del grupo de lamprófidos isotópicamente enriquecidos (Figuras IV.22 y IV.23). Existen algunas diferencias en lo que se refiere a los diques sieníticos más ácidos, principalmente por estar relativamente enriquecidos en $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ y empobrecidos en $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$, lo cual se debería al fenómeno de asimilación de materiales de la corteza inferior que ya se comentó previamente. Sin embargo, los diques más básicos de pórfidos monzo-sieníticos tienen una composición isotópica que coincide en todos los casos con la de los lamprófidos isotópicamente enriquecidos (Figura IV.22). Esto apunta claramente a que las áreas fuente de ambos grupos de diques son las mismas y abre aún más la posibilidad de que sean materiales cogenéticos.

En gran parte de los gráficos donde se representaba la evolución composicional en elementos mayores y traza de los diques monzo-sieníticos (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O , Rb , Sc , Nb , Zr , Hf , Ni ; Figuras IV.18 y IV.20), puede apreciarse que la tendencia de variación que estos marcan se alinea perfectamente con la que definen los lamprófidos, de tal modo que parecen constituir una única tendencia. Dentro del grupo de lamprófidos, no obstante, algunos elementos no dan lugar a una trayectoria clara de variación, sino que conforman una nube de puntos (TiO_2 , Y , V , Cr , HREE ; Figuras II.34 y II.35). Esto se debe a la heterogeneidad composicional que existe dentro del conjunto de lamprófidos y diabasas. En la figura IV.39 se han proyectado los diques de pórfidos monzo-sieníticos y los lamprófidos, excluyéndose los diques isotópicamente empobrecidos (por no estar ligados a los pórfidos sieníticos), el acumulado de fenocristales de clinopiroxeno (muestra 103811; dique de la Cueva del Maragato) y las tres muestras que representan al dique de Tornadizos de Ávila, puesto que poseen unos contenidos en Y y HREE demasiado

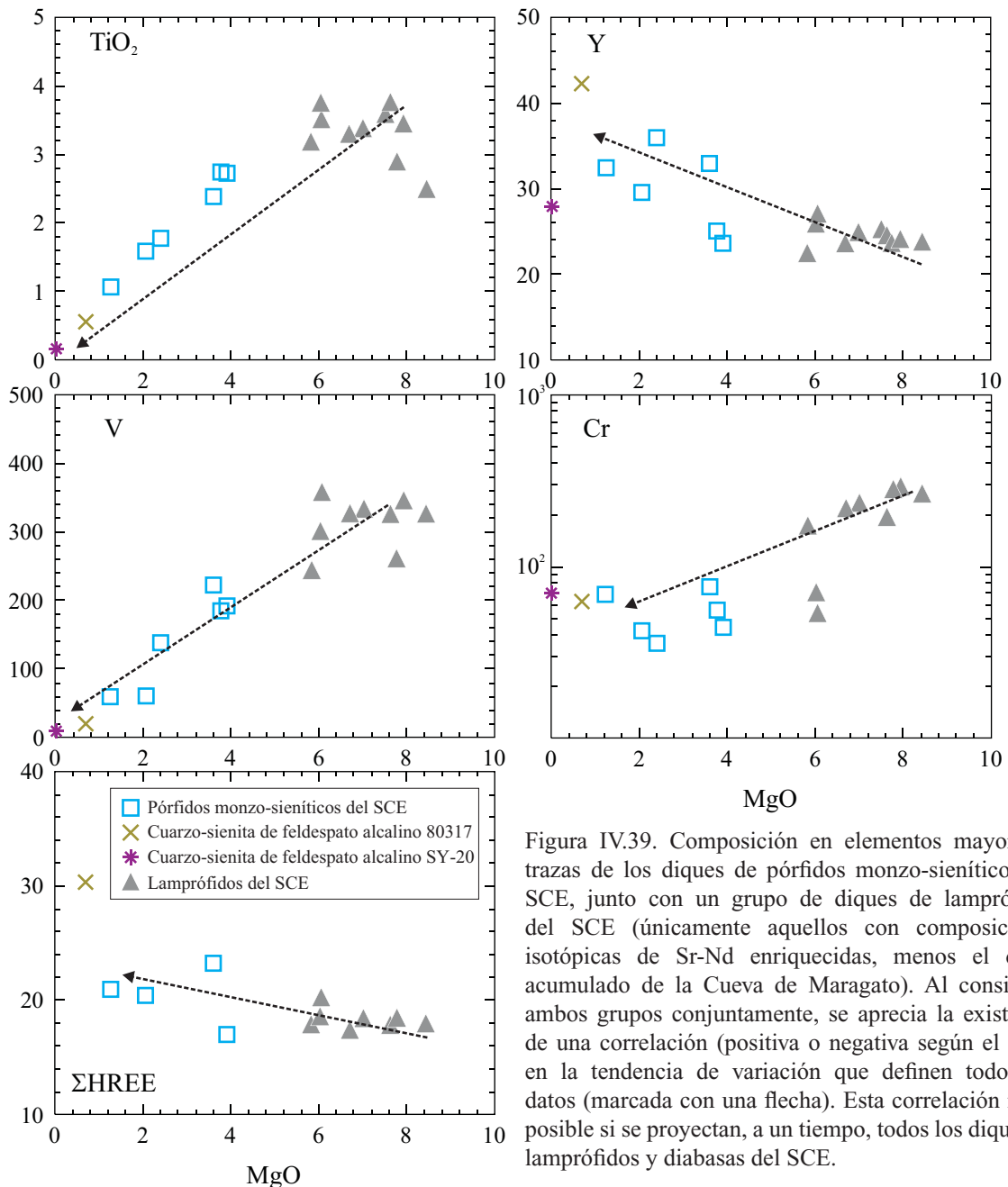


Figura IV.39. Composición en elementos mayores y trazas de los diques de pórfidos monzo-sieníticos del SCE, junto con un grupo de diques de lamprófidos del SCE (únicamente aquellos con composiciones isotópicas de Sr-Nd enriquecidas, menos el dique acumulado de la Cueva de Maragato). Al considerar ambos grupos conjuntamente, se aprecia la existencia de una correlación (positiva o negativa según el caso) en la tendencia de variación que definen todos los datos (marcada con una flecha). Esta correlación no es posible si se proyectan, a un tiempo, todos los diques de lamprófidos y diabasas del SCE.

elevados como para que formen parte de una tendencia conjunta con los pórfidos monzo-sieníticos. Como resultado podemos observar que, al considerar los lamprófidos que podrían ser cogenéticos con las monzo-sienitas, también para estos elementos encontramos una similitud en cuanto a la tendencia de variación de la composición.

Una relación Zr/Nb constante, dentro de una serie magmática, puede ser interpretada como una diferenciación dominada por un proceso de cristalización fraccionada (Wilson, 1989), puesto que este proceso no altera su valor, al contrario de lo que ocurriría en un fenómeno de mezcla de magmas o contaminación. Lo mismo ha sido también deducido para otros pares de elementos traza (Hf/La y Zr/Ce; Barberi et al., 1975). En la figura IV.40 se ha representado el contenido en Nb y Ce de los diques respecto al de Zr. Se puede apreciar que tanto los diques de lamprófidos como los de pórfidos dan lugar a una tendencia constante de enriquecimiento en Zr, Nb y Ce. Se han trazado dos rectas de regresión

en cada diagrama, forzadas al origen, que definen una relación Zr/Nb igual a 3.28 para los lamprófidos y 3.65 para los pórfidos y una relación Zr/Ce de 2.83 para los lamprófidos y de 3.04 para los pórfidos (Figura IV.40). Para la línea de tendencia de los lamprófidos se han dejado fuera, nuevamente, los diques isotópicamente empobrecidos y también la muestra 103811 por su marcado carácter acumulado. En el caso de los pórfidos se han obviado los diques más ácidos, dado que su composición debe estar modificada tanto por fraccionamiento como por un proceso de asimilación. El gráfico deja de manifiesto que ambos grupos de diques se ajustan bien a una recta y, por lo tanto, a un proceso de cristalización fraccionada. Además, el hecho de que tanto lamprófidos como pórfidos monzo-sieníticos sigan una evolución marcada por una relación Zr/Nb y Zr/Ce muy parecida, y que los últimos se dispongan como la continuación de la tendencia marcada por los primeros, tanto para elementos mayores como para trazas (Figura IV.39), apunta a que ambos grupos de diques se han diferenciado a partir de magmas originados en un área fuente similar y que podrían estar ligados genéticamente entre sí.

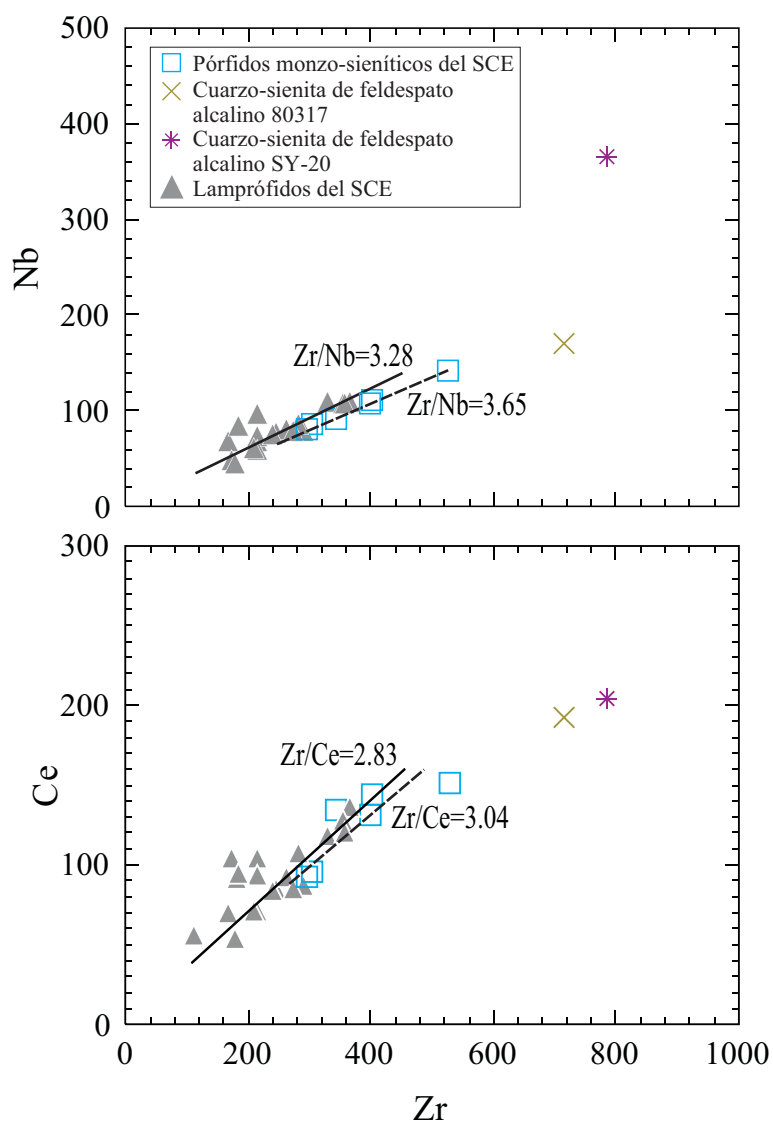


Figura IV.40. Relación entre el contenido de Zr y los de Nb y Ce de los diques alcalinos del SCE (lamprófidos y pórfidos sieníticos). Las rectas dibujadas representan una línea de regresión, desde el origen, cuya pendiente es la relación Zr/Nb y Zr/Ce . Dichas rectas han sido realizadas para los pórfidos monzo-sieníticos, excluyendo los diques más ácidos, y para los lamprófidos isotópicamente enriquecidos (dejando fuera los isotópicamente empobrecidos y el dique de carácter acumulado de la Cueva de Maragato). Puede apreciarse la similitud en el valor de la pendiente, que podría indicar la existencia de un mismo proceso de diferenciación.

La abundancia de glóbulos y ocelos ricos en feldespato o carbonato dentro de los lamprófidos, junto con la frecuencia con la que estas rocas se encuentran asociadas en el campo a cuerpos intrusivos de composición similar a dichas estructuras, ha puesto de manifiesto la estrecha relación que debe existir entre el magma lamprofidico original, los glóbulos u ocelos y los cuerpos intrusivos asociados. De hecho, los magmas lamprofidicos han sido propuestos como los fundidos parentales de muy diversos tipos de rocas (gabros, sienitas, carbonatitas, granodioritas, etc.; Rock, 1991).

En el apartado de discusión de los lamprófidos se mencionaba la hipótesis de que los ocelos feldespáticos de estos diques se derivasen del magma lamprofidico por un fenómeno de inmiscibilidad líquida. La posibilidad de que un proceso de diferenciación similar al de inmiscibilidad tenga lugar a gran escala dentro de una cámara magmática, separando dos fundidos: uno más básico y otro de afinidad sienítica, ha sido apuntado para algunos complejos mágmáticos alcalinos compuestos por cuerpos intrusivos similares a los que están presentes en el SCE (Philpotts, 1972, 1976; Eby, 1980), aunque otros autores consideran que dicha diferenciación podría ocurrir como resultado de un fraccionamiento importante de minerales máficos, que daría lugar a un fundido entre sieno-monzonítico y fonolítico, que podría segregarse del material cristalizado (Bedard, 1994; Litvinovsky et al., 2002). Para discriminar cuál de los dos orígenes (inmiscibilidad o fraccionamiento) explicaría mejor esa relación entre magmas, Rock (1991) considera que la existencia de un hueco composicional que separase claramente el fundido básico del félsico, favorecería la hipótesis de la inmiscibilidad, mientras que la continuidad en los datos lo haría a la de fraccionamiento. En los diques alcalinos del SCE la separación existente entre la composición de los dos grupos de rocas (lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos) para los índices fundamentales de evolución magmática por fraccionamiento cristalino ($Mg\#$, MgO , SiO_2), o bien es muy pequeña, o bien simplemente no existe (Figura IV.41). El extremo más evolucionado de los lamprófidos se encuentra muy próximo al extremo más primitivo de los pórfidos: se pasa de un contenido en MgO del 5.8% al 3.9% y de un $Mg\#$ de 0.51 a otro de 0.48. El contenido en SiO_2 , por su parte, se solaparía en el rango 46.6-47.5% (Figuras IV.18 y IV.41). En cuanto a los elementos traza, la composición de ambos grupos de diques también se solapa (Figuras IV.20 y IV.41). Este tránsito casi continuo en las composiciones, induce a pensar que ambos grupos están ligados por un único proceso de diferenciación, algo que ya fue propuesto por Villaseca & Nuez (1986) y Bea & Corretge (1986). Aunque no podemos asegurar, a ciencia cierta, cuál de los dos procesos ha actuado en la génesis de los pórfidos monzo-sieníticos del SCE, la continuidad en la composición que se observa al considerar el conjunto de los datos, estaría de acuerdo con un proceso de fraccionamiento cristalino en el interior de una cámara magmática, algo que podría producirse independientemente de que un proceso de inmiscibilidad entre fundidos silíceos a baja presión hubiese dado lugar a ocelos feldespáticos durante la intrusión de los lamprófidos. Hay que mencionar, también, que de haberse producido una separación inmiscible de dos fundidos en el interior de la cámara magmática, no habría resultado extraño encontrar enclaves de un magma dentro del otro, arrastrados por el líquido al intruir los diques; sin embargo, en ninguno de los diques muestreados de pórfidos rojos se han detectado enclaves lamprofidicos.

En la figura IV.41 también se ha representado la composición estimada en elementos mayores de Villaseca & Nuez (1986) de tres ocelos feldespáticos presentes en diques de lamprófidos del SCE, junto con la composición en trazas de los ocelos analizados para este estudio (Tabla II.17). Pese a que estos glóbulos pertenecen a diques isotópicamente empobrecidos, las similitudes composicionales existentes entre ambos grupos de lamprófidos indican que no deberían existir grandes diferencias con respecto a los ocelos de otros diques. En el gráfico se aprecia que los ocelos se proyectan sobre el rango composicional, en elementos mayoritarios, que definen los pórfidos monzo-sieníticos, a la altura de los valores más básicos

(Figura IV.41). Sin embargo, la composición en elementos traza difiere notablemente de la de ambos tipos de diques. Los ocelos están muy enriquecidos en los elementos más incompatibles, principalmente LILE y LREE; solamente los diques sieníticos más ácidos poseen concentraciones similares en algunos elementos. En los diagramas normalizados al condrito y al manto primitivo que se vieron en el capítulo de los lamprófidos y diabasas del SCE (Figura II.44), los ocelos presentan abundancias mayores para los elementos más incompatibles en comparación con los pórfidos monzo-sieníticos, dan anomalía positiva en Eu, Nb-Ta y Sr, y negativa en Zr-Hf. Pese a que los diques más evolucionados de la serie monzo-sienítica puedan tener concentraciones próximas a las de los ocelos para algunos elementos traza, su empobrecimiento en elementos como Rb, Ba, Sr o Eu, dejan de manifiesto que la química de los pórfidos viene determinada por el fraccionamiento cristalino (fundamentalmente de feldespato), mientras que el enriquecimiento de los ocelos en estos últimos elementos con respecto a los diques alcalinos, quedaría explicado por un enriquecimiento en feldespato de los mismos en las últimas etapas de cristalización de los diques, bien por segregación, bien por inmiscibilidad líquida (discusión en el capítulo de los lamprófidos).

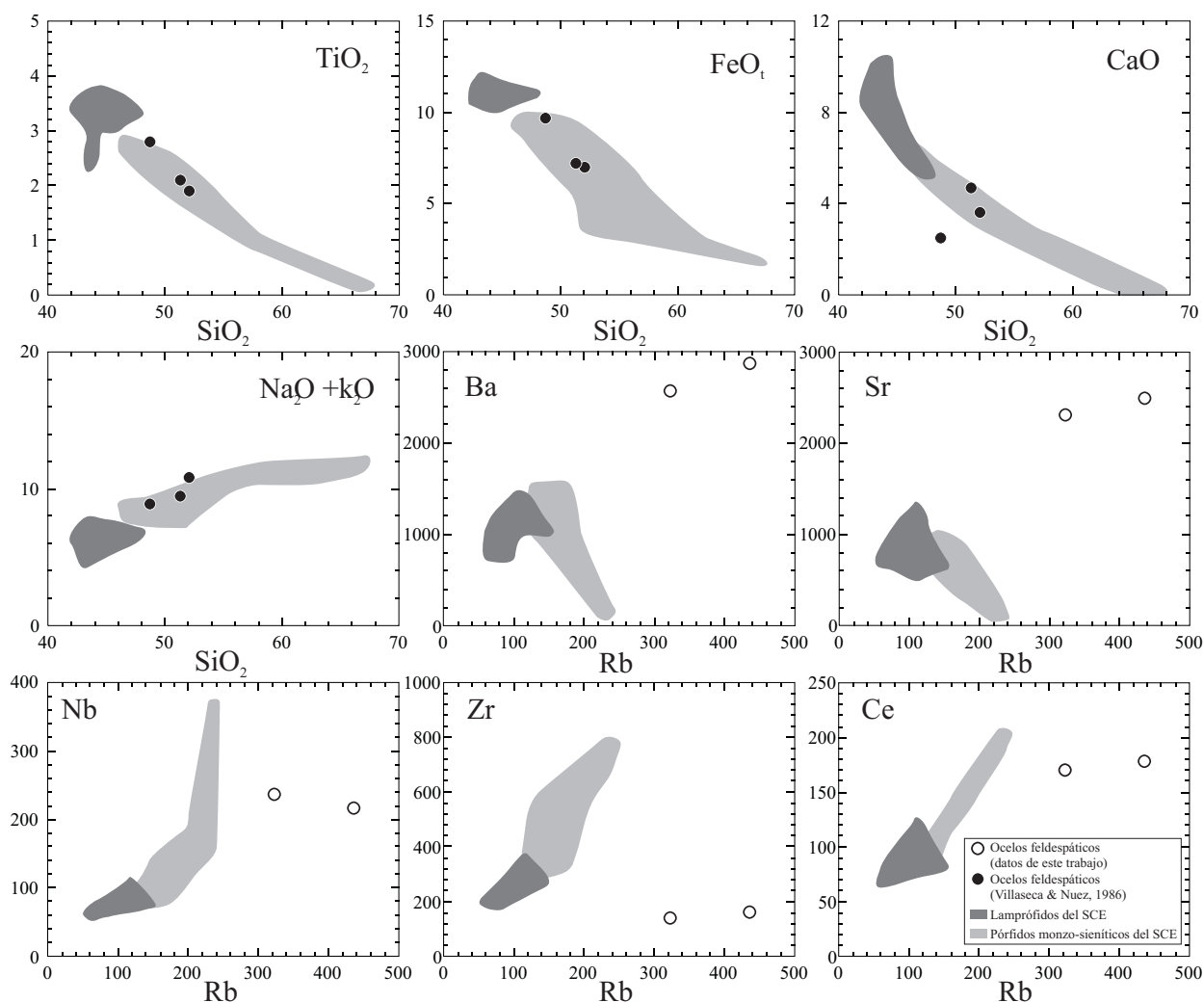


Figura IV.41. Composición de elementos mayores y trazas de los diques alcalinos del SCE (lamprófidos y pórfidos sieníticos) y de los ocelos feldespáticos presentes en los lamprófidos, representada respecto al contenido en sílice y Rb como índices de diferenciación. La composición de elementos mayores de los ocelos está extraída de la estimación hecha por Villaseca & Nuez (1986), mientras que la de trazas es la medida en el presente estudio (Tabla II.17). Dentro del grupo de lamprófidos no se han incluido los diques isotópicamente empobrecidos, por no estar relacionados genéticamente con los pórfidos, y tampoco el dique de la Cueva de Maragato, por su carácter acumulado.

Un problema aparte supone saber si el fundido que dio origen a los diques de pórfidos monzo-sieníticos, mediante diferenciación magmática, es el mismo que generó los lamprófidos isotópicamente enriquecidos que afloran en el SCE, o si ambos grupos de diques se formaron independientemente a partir de magmas distintos, pero con una composición geoquímica e isotópica similar. Los datos geocronológicos de los distintos diques ayudarían a resolver esta cuestión, sin embargo, estos datos son escasos y no coinciden en establecer una edad precisa para lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos. Como ya se comentó al principio del capítulo, en San Bartolomé de Pinares se aprecia que el dique de lamprófidos es cortado por el pórfido sienítico, pero la diferencia de edad entre ambos puede no ser muy grande. Por otro lado, esta relación de corte es un hecho muy puntual y la heterogeneidad composicional de los diques de lamprófidos y diabasas, muy probablemente formados mediante la intrusión de varios pulsos de magma, permitiría la posibilidad de que los pórfidos estuviesen ligados con otros enjambres de diques lamprofidicos coetáneos. Aunque, no sea posible resolver definitivamente esta cuestión con los datos disponibles actualmente, la relación cartográfica que se observa entre los enjambres de diques de lamprófidos y pórfidos rojos, que afloran conjuntamente a lo largo de las lineaciones estructurales del Puerto del Pico-Muñotello y del Herradón-Casillas (en muchas ocasiones encontrándose ambos tipos de diques a unos pocos metros de distancia), refuerza la hipótesis de la existencia de una relación genética entre ambos grupos magmáticos.

V. LOS DIQUES ALCALINOS DEL SCE EN EL CONTEXTO DEL MAGMATISMO PERMO- CARBONÍFERO DE EUROPA OCCIDENTAL

V.1. EDAD DEL MAGMATISMO ALCALINO DEL SCE.....	299
V.2. CONTEXTO GEODINÁMICO.....	303
V.3. LA PROVINCIA TECTONO-MAGMÁTICA PERMO-CARBONÍFERA DE EUROPA OCCIDENTAL.....	305
V.4. EL MAGMATISMO PERMO-CARBONÍFERO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	310

V.1. EDAD DEL MAGMATISMO ALCALINO DEL SCE

La edad del magmatismo alcalino del SCE es una cuestión de gran importancia a la hora de establecer posibles correlaciones con otros eventos similares que se hayan producido en Europa occidental al final de la colisión Hercínica. El conocimiento más preciso de la edad de estas rocas permitiría, además, determinar si el magmatismo alcalino del SCE está aún ligado a fases finales de la orogenia Hercínica o si, más bien, representan un evento extensivo que precedería, y estaría relacionado con, un nuevo ciclo tectónico de movimientos que llevarían, finalmente, al rifting que ocasiona la apertura del Océano Atlántico durante el Triásico Superior (proceso representado por la intrusión de grandes diques toleíticos como el de Alentejo-Plasencia), en lo que daría lugar a la provincia magmática Centro-Atlántica (CAMP). En cualquier caso, como se verá en base a los datos disponibles hasta el momento, no parece posible ligar este periodo extensivo en el SCE al ciclo alpino de finales del Mesozoico, caracterizado por una tectónica compresiva en este sector (De Vicente et al., 2004).

Al comienzo del presente estudio, en el capítulo introductorio, se han mencionado algunos trabajos entre cuyos datos sobre los diques alcalinos del SCE figuran dataciones de su posible edad. Además, a la hora de realizar los cálculos de las relaciones isotópicas iniciales de los distintos materiales estudiados, se ha utilizado una edad aproximada de 265 Ma. En este apartado final vamos a presentar una nueva relación de datos geocronológicos sobre las dos familias de diques (lamprófidos y diabasas por un lado y pórfidos monzo-sieníticos por otro) determinados mediante el método de K-Ar en minerales separados y mediante isocrona Rb-Sr en un dique y un separado de flogopita del mismo. Así mismo, discutiremos brevemente la problemática sobre la edad más probable de este magmatismo en función del conjunto de datos de que disponemos actualmente.

Las dataciones sobre granitos Hercínicos del batolito del SCE han fluctuado entre diversos rangos de edades, encontrándose los plutones más modernos en el rango 275-290 Ma (Ibarrola et al., 1987), aunque en revisiones más recientes no han aparecido plutones más jóvenes a 285 Ma (Villaseca et al., 1995). Algunos datos geocronológicos sobre diques calcoalcalinos de direcciones E-O dan edades próximas a las de estos últimos plutones Hercínicos, a veces sin atravesarlos (290 Ma; Galindo et al., 1994). Por lo tanto, los lamprófidos alcalinos son post-batolíticos y posteriores a los diques calcoalcalinos y quedarían, en principio, geológicamente comprendidos entre 285-203 Ma, siendo la edad de 203 Ma la correspondiente con el gran dique toleítico de Alentejo-Plasencia (Dunn et al., 1998), última manifestación magmática en el SCE, como se ha mencionado en la introducción.

En un primer grupo de trabajos, previos a 1995, se discute sobre una probable edad Mesozoica (Triásica) del magmatismo alcalino del SCE; la equivalencia con rocas alcalinas datadas por K-Ar en Portugal así lo hacía suponer (Nuez et al., 1981; Villaseca et al., 1983, 1992; Villaseca & Nuez, 1986). Sin embargo, el primer dato geocronológico acerca de la edad de estos materiales los situaba en torno a 283 ± 30 Ma (isocrona Rb-Sr de roca total en camptonitas; Bea et al., 1999), un dato que, si bien posee un margen de error muy amplio y se encuentra excesivamente cercano a la edad de las últimas manifestaciones calcoalcalinas de afinidad granítica presentes en el área (Villaseca et al., 1995; Herreros, 1998; Bea et al., 2004), ponía de manifiesto que lo más probable es que el magmatismo alcalino se originase durante el Pérmico.

Los datos posteriores han ido afirmando esta última hipótesis al tiempo que hacían más moderna la

edad de intrusión de los diques. Así, Villaseca et al. (2004b) presentan una edad de 277 ± 7 Ma (K-Ar en flogopita de un lamprófido) y Perini et al. (2004a) obtienen 264 ± 1 Ma (Ar-Ar en anfíbol de un lamprófido). Dado el estrecho margen de error de este último dato y la mayor fiabilidad del método Ar-Ar sobre los otros métodos utilizados en el resto de las dataciones, en el presente trabajo decidimos usar una edad aproximada de 265 Ma para las correcciones isotópicas. Además, una datación hecha recientemente sobre un dique de pórfido monzosienítico del enjambre de San Bartolomé de Pinares ha dado una edad muy similar de 252 ± 2 Ma (U-Pb en circón; Fernández Suárez et al., remitido), que llegaría a situar estos diques en el tránsito del Pérmico al Triásico, en consonancia con las edades más modernas de los trabajos anteriormente citados.

En este estudio hemos tratado de aportar nuevos datos sobre la edad del magmatismo alcalino del SCE (8 muestras datadas por K-Ar y una isocrona Rb-Sr de roca total y su concentrado de flogopita; Tabla V.1). Los primeros se han realizado sobre muestras que representan un amplio espectro de diques de lamprófidos y diabasas (Puerto del Pico, Muñotello, Tornadizos de Ávila, Bernuy Salinero y Peguerinos), separándose flogopita y anfíbol, y sobre dos muestras del pórfidos monzo-sieníticos de San Bartolomé de Pinares,

Tabla V.1. Geocronología de los diques alcalinos del SCE (K-Ar e isocrona Rb-Sr)

Método de K-Ar						
Muestra	Dique	Mineral separado	K (%)	⁴⁰ Ar (moles/g)	⁴⁰ Ar (%)	Edad (Ma) ± 1σ
E-18	Lamprófidio (Tornadizos de Ávila)	Flogopita	5.14	0.25 × 10 ⁻¹⁰	98.7	263 ± 4
103817	Lamprófidio (Muñotello)	Flogopita	6.96	0.36 × 10 ⁻¹⁰	99.9	278 ± 4
103681	Lamprófidio (Puerto del Pico)	Flogopita	7.29	0.39 × 10 ⁻¹⁰	99.1	285 ± 4
W-154*	Diabasa (Bernuy Salinero)	Anfibol	1.05	5.55 × 10 ⁻¹⁰	99.4	281 ± 3
			1.05	4.76 × 10 ⁻¹⁰	99.3	243 ± 3
			0.95	5.31 × 10 ⁻¹⁰	97.8	296 ± 4
102129*	Diabasa (Peguerinos)	Anfibol	0.8	4.31 × 10 ⁻¹⁰	99.3	286 ± 4
			0.75	3.99 × 10 ⁻¹⁰	100.3	285 ± 3
			0.8	4.27 × 10 ⁻¹⁰	99.5	284 ± 2
102135	Diabasa (Peguerinos)	Anfibol	1.13	5.19 × 10 ⁻¹⁰	98.9	247 ± 3
80324*	Pórfido monzo-sienítico (El Herradón-Casillas)	Anfibol	1.39	6.76 × 10 ⁻¹⁰	97.6	261 ± 4
			1.39	6.95 × 10 ⁻¹⁰	98.9	267 ± 3
80317*	Pórfido monzo-sienítico (El Herradón-Casillas)	Feldespatos potásicos	6.59	0.29 × 10 ⁻¹⁰	98.7	238 ± 3
			6.59	0.28 × 10 ⁻¹⁰	98.3	235 ± 2
Método de isocrona Rb-Sr						
			⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	Edad (Ma) ± 2σ
Dique 103473	Lamprófidos de Tornadizos de Ávila	Roca total	0.49	0.706246	0.704470	253 ± 4.5
Separado de flogopita	Lamprófidos de Tornadizos de Ávila	Flogopita	1.91	0.711342		

*En aquellas muestras en las que había cantidad suficiente, se repitió el análisis de K-Ar con la intención de comprobar la reproducibilidad de los resultados.

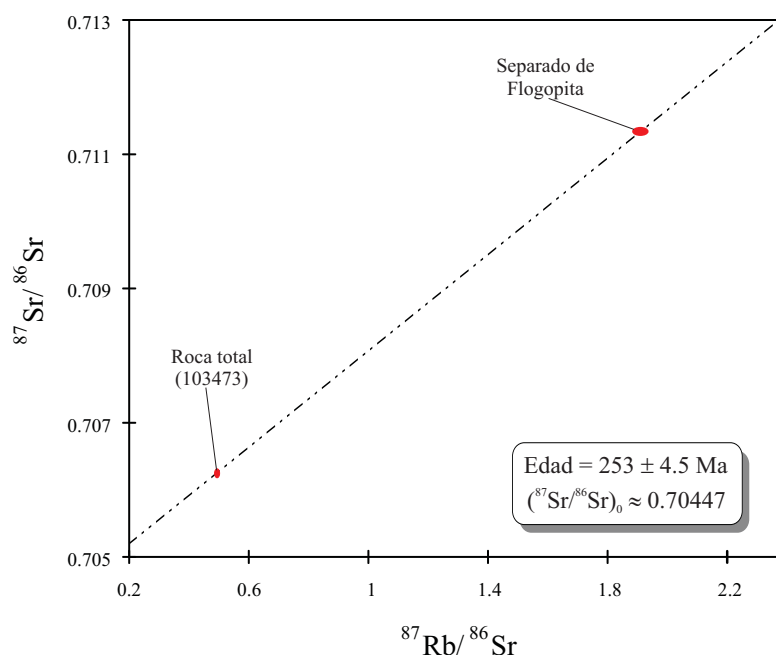


Figura V.1. Isocrona Rb-Sr construida con las relaciones isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de un dique de lamprófido del SCE (Tornadizos de Ávila, muestra 103473) y un separado de flogopita de dicha roca.

separándose anfíbol y feldespato potásico (ver Tabla V.1). En aquellas muestras en las que había suficiente cantidad, se han repetido los análisis, llegándose hasta un máximo de tres análisis por muestra (Tabla V.1). La isocrona Rb-Sr, por otro lado, se ha determinado sobre un análisis de roca total del lamprófido rico en K-Ti 103473 y sobre un separado de flogopita del mismo dique (Figura V.1).

Lo primero que destaca a la vista de la tabla de resultados es la gran dispersión de datos que se produce (en el rango 236-296 Ma). De todas las muestras, la W-154 es la que da peores resultados, con tres edades K-Ar en el rango 243-296 Ma, y se ha descartado por su nula reproducibilidad. El resto de edades correspondientes a diques de lamprófidos y diabasas se agrupan, a grandes rasgos, en torno a tres rangos: 1) 278-285 Ma, 2) 263-264 Ma y 3) 247-253 Ma (Figura V.2). De estos rangos se ha excluido, también, la muestra 80317, puesto que la baja edad de 236 Ma que en ella se obtiene podría estar afectada por el fuerte grado de alteración que a menudo se observa en los feldespatos de los diques de pórfidos rojos. En todos los casos, como se puede ver en la figura V.2, estos datos se asemejan a otros que ya existen en la literatura; el primer rango se aproximaría a las edades de 277 y 283 Ma de Villaseca et al. (2004b) y Bea et al. (1999), respectivamente; el segundo rango sería muy parecido al dato de Perini et al. (2004a) (264 Ma) y, finalmente, el tercer rango de edades estaría cercano a la determinada en un circón de un pórfido monzonítico (252 Ma; Fernández Suárez et al., remitido). Estos últimos diques, por su parte, dan edades de 236 y 264 Ma que, pese a que conforman un rango muy amplio, darían como media un valor de 250 Ma, similar al de 252 que se ha citado previamente para un circón en este mismo dique. Aunque el porcentaje de edades obtenidas (juntando los datos de este trabajo a los pocos que hay en la literatura) es ligeramente mayor para el rango comprendido entre 277-285 Ma, hay que tener presente que las dataciones obtenidas mediante los métodos más precisos (Ar-Ar en flogopita, Perini et al., 2004a, y U-Pb en circón, Fernández Suárez et al., remitido), son claramente más modernas (en el rango 252-264 Ma).

En vista de las edades asignadas a los diques calcoalcalinos de finales de la orogenia Hercínica y por las razones ya aducidas anteriormente, los datos geocronológicos de los diques alcalinos del SCE que

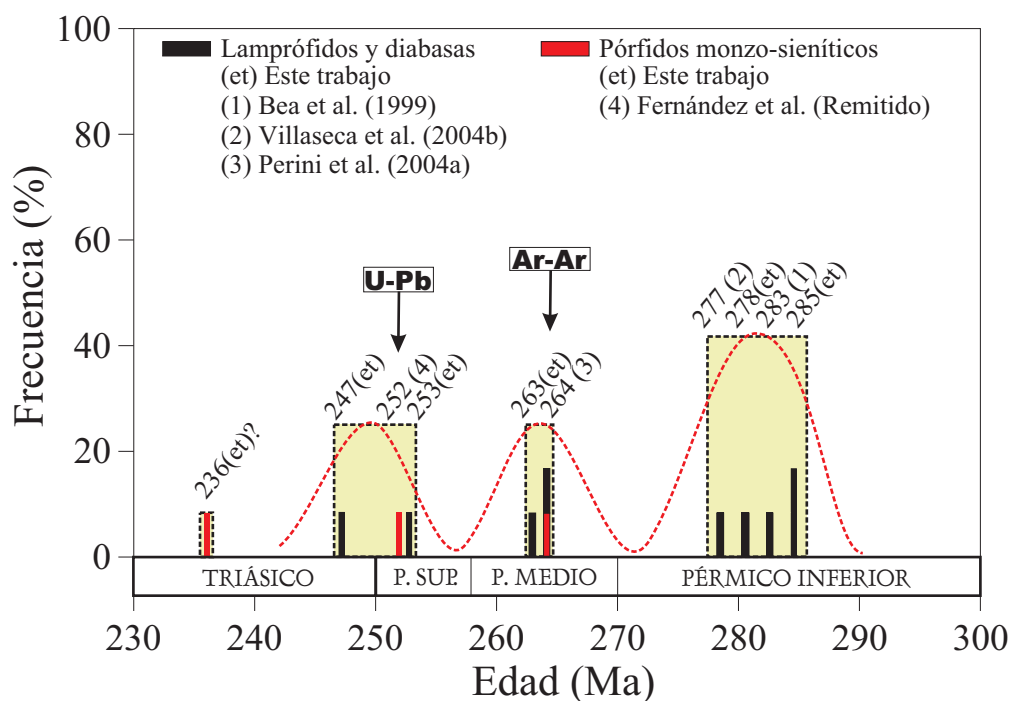


Figura V.2. Conjunto de edades determinadas por diversos métodos y autores de los diques alcalinos del SCE (incluidos los de este estudio) agrupadas en rangos relativamente homogéneos en relación con su frecuencia dentro del global de los datos. Las barras estrechas negras y rojas representan, respectivamente, datos individuales de edades medidas en lamprófidos y pórfidos monzo-sieníticos (hay un total de 12 datos). Los recuadros de color claro representan rangos de edades construidos en función de la proximidad en la edad de las medidas. Las flechas negras señalan las edades (252 y 264 Ma) obtenidas mediante los métodos más fiables empleados (U-Pb y Ar-Ar, respectivamente), lo que hace que los dos rangos de edades intermedios resulten más fiables, pese a no ser los más frecuentes individualmente. La línea roja discontinua esquematiza la presencia de tres picos de edad más frecuentes (en torno a 282, 264 y 250 Ma). Los datos sacados de la literatura son de Bea et al. (1999), Perini et al. (2004a), Villaseca et al. (2004b) y Fernández Suárez et al. (remitido).

se encuentran en el rango 278-285 es probable que sean excesivamente antiguos. Es muy posible, por lo tanto, que las primeras edades de los diques alcalinos del SCE, que situaban su origen por encima de los 275 Ma, resulten erróneas. Ahora bien, el reciente grupo de datos geocronológicos más precisos que han ido surgiendo en los últimos años, junto con los aquí presentados, han ido estrechando la edad de los lamprófidos en un rango menor, muy probablemente entre 265-250 Ma (Pérmico Superior). La isocrona Rb-Sr de este estudio y la medida U-Pb de los circones del pórfido monzo-sienítico 80317, pone de manifiesto, por un lado, la posibilidad de que el evento magmático alcalino en el centro de la Península Ibérica, haya ocurrido en un espacio temporal mayor del que se pensaba (tal vez no se trata de un magmatismo puntual), y por otro, evidencia un rango aún amplio y heterogéneo de valores en cuanto a las edades determinadas para estos diques en la literatura (Figura V.2). El volumen insuficiente de datos manifiesta la necesidad de realizar un estudio más detallado que ayude a precisar definitivamente la edad de ambos tipos de diques (lamprófidos y diabasas y pórfidos monzo-sieníticos). Las edades de 253 Ma (isocrona interna Rb-Sr) y 263 Ma (K-Ar) obtenidas para el lamprófido flogopítico de Tornadizos de Ávila, junto con la edad de 247 Ma (K-Ar) para la diabasa de Peguerinos, son contemporáneas de las obtenidas en los pórfidos monzo-sieníticos (252 a 265 Ma). Igualmente, los datos de Perini et al. (2004a) en un lamprófido de Hoyo de Pinares es coincidente con el rango de los diques alcalinos de pórfidos sieníticos ácidos. Esta contemporaneidad entre ambos grupos filonianos refuerza su consanguinidad genética establecida por datos geoquímicos e isotópicos previos.

V.2. CONTEXTO GEODINÁMICO

Al final de la orogenia Hercínica, posteriormente a la colisión de Gondwana (junto con diversas microplacas asociadas) contra el margen sur de Laurasia (Laurentia-Báltica) durante el Devónico-Carbonífero Inferior (ver Figura V.3), existe actividad magmática de amplia difusión en toda Europa Occidental (desde Escocia, el mar del Norte y el sur de Escandinavia en su parte más septentrional, hasta la Península Ibérica en la más meridional) cuya duración va, fundamentalmente, del Carbonífero Superior hasta el final del Pérmico y cuyas características geoquímicas y condiciones petrogenéticas son muy heterogéneas (Ziegler, 1990; Ziegler & Cloetingh, 2003; Wilson et al., 2004).

En el Carbonífero Inferior, el final de la subducción y el cierre del Océano Rheno-Hercínico, seguido de la acreción de un arco magmático y la adhesión de microcontinentes en el orógeno Hercínico, causó la reactivación de antiguas estructuras en el antepaís, resultando en la formación de cuencas extensionales y en el adelgazamiento de la litosfera (Timmerman, 2004 y referencias incluidas). En las zonas internas, el orógeno se desmantela mediante el desarrollo de estructuras extensionales que pueden ser sin o post-colisionales (p.e. Faure, 1995; Schaltegger et al., 1996; Escuder et al., 1998), lo cual va probablemente acompañado por la eliminación de parte del manto litosférico denso debido a rotura de corteza oceánica subducida o por el desprendimiento (delaminación) o la erosión termal de la raíz del orógeno (p.e. Arnold et al., 2001; Praeg, 2004).

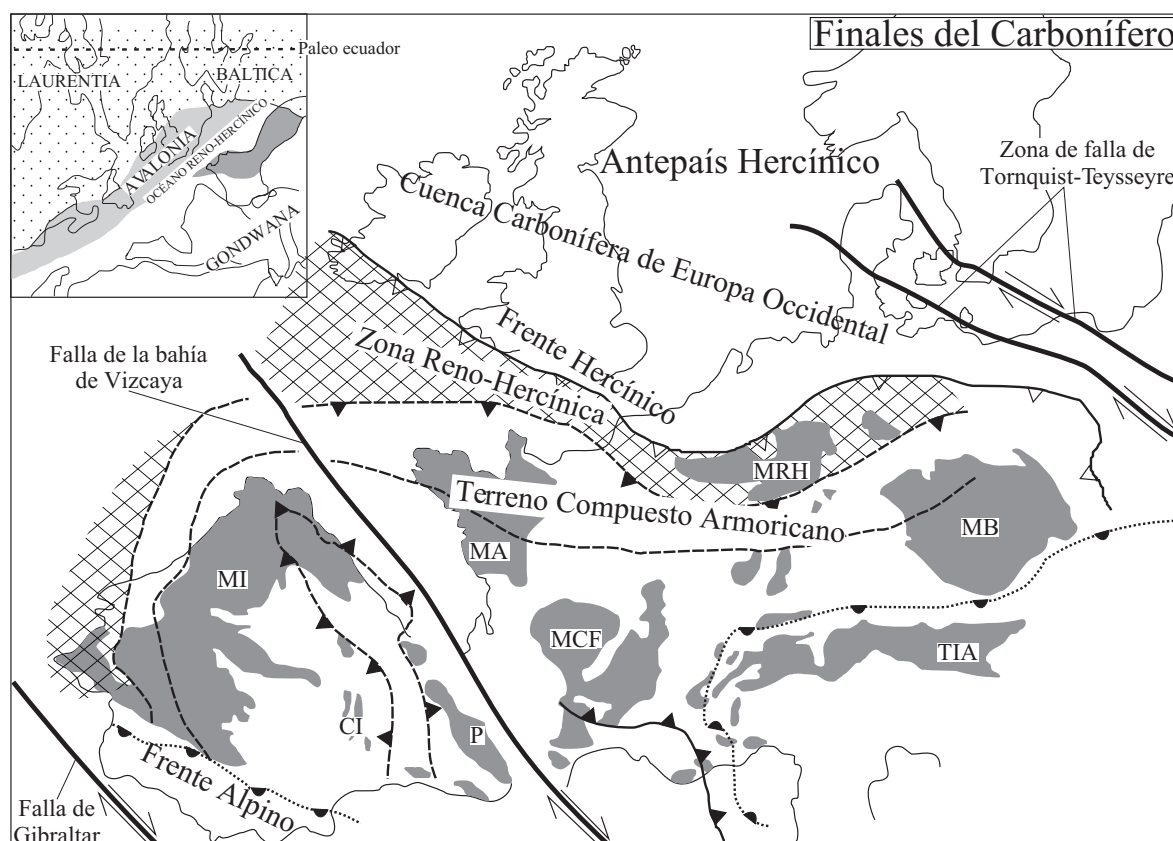


Figura V.3. Mapa paleogeográfico (tomado de Timmerman, 2004) con la disposición de los distintos macizos Hercínicos a finales de la orogenia Varisca (Carbonífero Superior) en Europa Central y Occidental. CI: Cordillera Ibérica, MA: Macizo Armoricano, MB: Macizo de Bohemia, MCF: Macizo Central Francés, MI: Macizo Ibérico, MRH: Macizo Reno-Hercínico, P: Pirineos y TIA: Terreno Intra-Alpino.

En el tránsito del Westfaliense al Estefaniense se produce un cambio muy importante en el régimen de esfuerzos regional durante la orogenia Hercínica (Ziegler, 1990). Esta nueva situación se caracteriza por una rotación sistemática del eje principal de compresión horizontal de N-S a E-O entre el Estefaniense y el Autuniense (Arthaud & Matte, 1977). Tras el final de la actividad orogénica en el cinturón de plegamiento Hercínico, la tectónica está dominada por el desarrollo de estructuras transtensivas que se producen en condiciones de extensión, por el movimiento relativo dextral del norte de África y de Europa (Figura V.3).

Buena parte de los modelos geodinámicos que se han propuesto para la zona central del supercontinente Pangea en el marco de la provincia tectono-magmática que se produce hacia finales del Hercínico, se han caracterizado por su aplicación local, pudiendo dividirse en cuatro grupos que definen la evolución tectónica de la zona hacia el final de la orogenia y su entronque con las primeras estructuras de afinidad alpina (Doblas et al., 1994; Escuder et al., 2004; Perini et al., 2004a y citas incluidas en ellos): 1) subducción intracontinental u oceánica durante la evolución del cinturón de plegamiento Hercínico en el centro de la Península Ibérica, Pirineos, zona Cantábrica, Córcega, Cerdeña, las Islas Baleares, el Macizo Central Francés y Marruecos; 2) desarrollo de fallas en dirección a escala global dentro del marco de colisión entre África y Eurasia; 3) tectónica extensional que desmantela el orógeno sobre-engrosado mediante un rifting simétrico de cizalla pura o por “detachments” asimétricos de bajo ángulo y 4) ascenso del manto que da como resultado una profunda desestabilización térmica de la litosfera y la aparición de una amplia región caracterizada por un manto superior caliente.

Dentro de este esquema, el cambio que se produce entre el Westfaliense y el Estefaniense en el régimen de esfuerzos, se enmarcaría en el final de la tectónica compresiva y el comienzo de una dinámica extensional y del periodo de rifting. El lapso de tiempo que va desde el Estefaniense hasta el Autuniense (Pérmico inferior) se caracteriza tanto por el colapso del orógeno engrosado mediante fallas de tipo detachment de bajo ángulo, que dan lugar a una provincia extensional de tipo “Basin-and-Range” en Europa y Marruecos (Doblas et al., 1998 y referencias incluidas), como por el desarrollo de un complejo sistema de fallas conjugadas en dirección que dividieron parcialmente el orógeno Hercínico y que van acompañadas de una sedimentación en cuencas de tipo pull-apart (Arthaud & Matte, 1975, 1977). Este sistema de fallas incluye cuatro zonas de fracturas dextrales a escala continental de orientación entre E-O y NO-SE que delimitan cuatro dominios principales: Europa del norte, Europa Centro-occidental, Península Ibérica y NO de África (Arthaud & Matte, 1977; Doblas et al., 1998) (Figura V.3). La interpretación que se ha dado a estas estructuras es la de el resultado de los esfuerzos internos que se producen durante la traslación dextral entre Europa y África, que ocurrió dentro de un límite de placa impreciso (Arthaud & Matte, 1975, 1977).

En el centro de la Península Ibérica se han definido cuatro etapas deformativas fundamentales durante y con posterioridad a la colisión Hercínica (p.e. Escuder et al., 2004; Martínez Poyatos et al., 2004). Las dos primeras etapas (D_1 y D_2) corresponderían con un periodo principalmente compresivo, mientras que las etapas D_3 y D_4 se habrían dado en un ambiente distensivo, caracterizándose por estructuras extensionales dúctiles en un principio y más frágiles hacia el final; la etapa D_3 coincidiendo con el emplazamiento de la mayoría de los cuerpos plutónicos que componen el batolito del SCE. En cualquier caso, las edades Pérmico Superior que representa el magmatismo alcalino del SCE, aleja este evento de las etapas deformativas Hercínicas, apuntándose la posibilidad de que el periodo de rifting dentro del que se encuentra la intrusión de estos diques, pueda estar ligado a la apertura del Océano Atlántico y al desarrollo de la provincia magmática Nor-Atlántica (CAMP) (Bonin, 1988), anterior a las primeras etapas deformativas alpinas.

V.3. LA PROVINCIA TECTONO-MAGMÁTICA PERMO-CARBONÍFERA DE EUROPA OCCIDENTAL

El magmatismo alcalino Pérmico del SCE se encuadra dentro del evento que, a escala regional, se produce después de las últimas etapas de la orogenia Hercínica (Carbonífero Superior-Pérmico). Esta manifestación magmática aparece a lo ancho del cinturón de plegamiento Hercínico, desde la zona de antepaís septentrional (Escocia-Mar del Norte-Escandinavia), hasta la parte más interna, que coincidiría con lo que hoy es el Macizo Ibérico, Córcega-Cerdeña y los Alpes occidentales (Figura V.4). El magmatismo alcalino Pérmico de Europa coincide, también, con el desarrollo de un rifting incipiente en régimen claramente extensional (Figura V.4; Bonin, 1988; Zielger, 1993; Heeremans et al., 2004).

Las características petrológicas y geoquímicas de este evento son muy heterogéneas, pero tanto en la Península Ibérica como en otras regiones internas o externas al cinturón orogénico Hercínico se observa una tendencia al predominio de términos de afinidad calcoalcalina durante las primeras fases, que cambian más tarde a otros de tipo alcalino o toleítico (Bonin, 2004; Lago et al., 2004c; Perini et al., 2004a; Upton et al., 2004). No obstante, las diferentes provincias magmáticas se desarrollaron dentro de un conjunto de terrenos de basamento de edades e historias geodinámicas distintas y con diferentes características de la litosfera, que se unieron durante la orogenia Hercínica, lo cual podría significar que el magmatismo en cada área puede representar la expresión local de un evento tectono-magmático común con un mecanismo desencadenante común (Neumann et al., 2004b; Wilson et al., 2004).

El número de macizos y áreas magmáticas Permo-Carboníferas en Europa Occidental es extenso, abarcando Escocia, norte de Inglaterra, Irlanda, el Mar del Norte, sur de Escandinavia, cuenca NE de

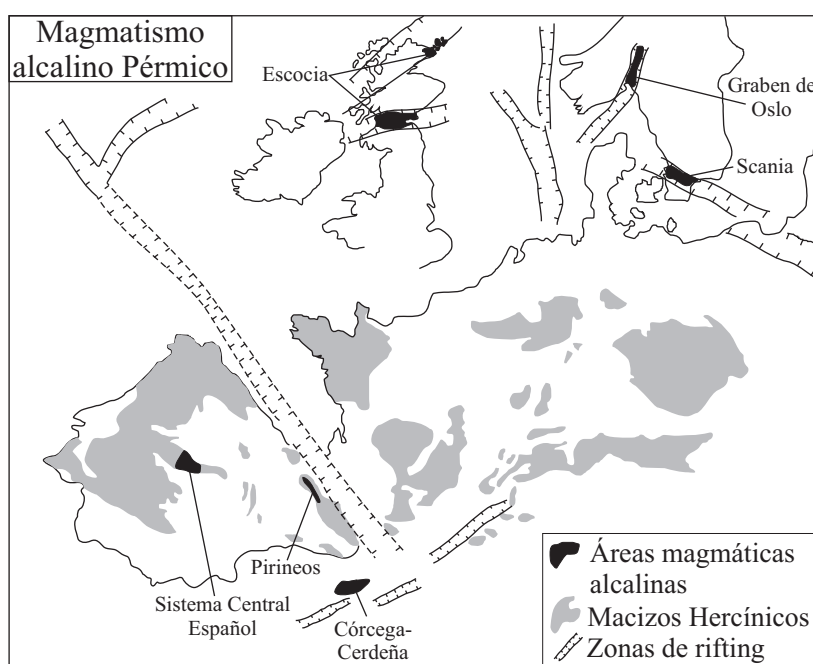


Figura V.4. Mapa paleogeográfico con la ubicación de las principales áreas en las que se producen manifestaciones de magmatismo alcalino durante el Carbonífero-Pérmico en Europa Central y Occidental (Graben de Oslo, Scania, Norte de Escocia, Córcega-Cerdeña, Pirineos y Sistema Central Español), así como la disposición de las principales zonas de rifting durante el Pérmico y comienzos del Triásico según Bonin (1988), Ziegler (1993) y Heeremans et al (2004).

Alemania, Macizo Armoricano (Francia), Macizo Central Francés, Cuenca de Saar-Nahe (Centro-Europa), Macizo de Bohemia (Centro-Europa), NW de Polonia, zona Saxoturingia (Alemania), Córcega-Cerdeña, Islas Baleares y Península Ibérica (Figura V.3).

Las características que desarrolla este magmatismo en cada región son muy distintas, tanto en el volumen de roca como en la petrogénesis de las mismas. Pero, en cualquier caso, la transición de un magmatismo dominado por términos calcoalcalinos a otro en el que predominan rocas entre fuerte y medianamente alcalinas y también rocas de carácter toleítico, de alguna manera nos indica la entrada de fundidos formados a partir de nuevas fuentes de manto, en contraposición con los magmas ligados a la subducción Hercínica que habían predominado desde el Devónico. Estas nuevas fuentes mantélicas suelen expresar, no obstante, la presencia de un manto heterogéneo, la mezcla de fundidos generados en distintas fuentes y, en ocasiones, la contaminación por asimilación de materiales de la corteza (p.e. Neumann et al., 2004b; Perini et al., 2004a; Upton et al., 2004).

La duración de este evento magmático y su concreta ubicación en el tiempo es muy variable de un lugar a otro. Las manifestaciones más tempranas se dan en Escocia durante el Tournasiense (aproximadamente hace 350 Ma), y también se alcanza aquí la máxima duración, llegándose en este mismo área a edades próximas a los 250 Ma (Upton et al., 2004). En cuanto a su petrogénesis, de una forma general se observa el predominio de fundidos de origen sublitosférico y de magmas generados entre la astenosfera y la litosfera, con participación de ambos mantos, en la zona de antepaís (Escocia, Inglaterra, Mar del Norte, Escandinavia) y un predominio de fundidos calcoalcalinos en las zonas internas del orógeno (Alemania, Centro-Europa y Península Ibérica).

En la región definida por el Mar del Norte, sur de Escandinavia y la cuenca NE de Alemania se desarrolla una gran heterogeneidad composicional con rocas fuertemente alcalinas, moderadamente alcalinas y subalcalinas (toleíticas), siendo las segundas las más abundantes (Neumann et al., 2004b).

Aparte de la aportación mantélica, la composición de estos fundidos muestra también la influencia de signaturas corticales. Mientras que la mayoría de las rocas fuertemente alcalinas o moderadamente alcalinas poseen una composición de tipo OIB (graben de Oslo; Figura V.5), otra parte transita hacia el campo de la corteza continental. Además, la mayoría de las rocas calcoalcalinas de la cuenca NE de Alemania (Saar-Nahe) poseen claramente una composición ligada bien a fuentes corticales, bien a una fuente litosférica transformada por un evento de subducción (Figura V.5). Aparte quedarían los fundidos toleíticos que se asemejan a fuentes de tipo MORB y cuya composición isotópica parece indicar que se han contaminado con rocas de la corteza durante su estancamiento en cámaras magmáticas. Cabe destacar la gran importancia de las heterogeneidades locales de la corteza y el manto litosférico en cada área, puesto que la química de elementos traza de estas rocas parece correlacionarse con su ubicación geográfica. En este sentido Neumann et al. (2004b) encuentran que la importancia de la contaminación crustal en el orógeno Hercínico parece aumentar hacia las zonas internas (Europa central y meridional), como ya se ha apuntado.

En esta región se han identificado, a nivel general, tres tipos de fuentes de manto envueltas en la petrogénesis de estas rocas, que pueden equipararse a sendos reservorios: HIMU, PREMA y MORB (Neumann et al., 2004b; Obst et al., 2004). La fuente de tipo HIMU, que ha sido interpretada como un sector de la litosfera enriquecido por la entrada de fundidos carbonatíticos, explicaría las rocas fuertemente alcalinas. El área fuente más habitual, que explicaría el resto de rocas alcalinas, estaría moderadamente enriquecido en elementos incompatibles y su composición isotópica es similar a la de una fuente de tipo PREMA (datos del graben de Oslo; Figuras V.5 y V.6). Este tipo de área fuente ha sido tradicionalmente

relacionada con materiales sublitosféricos y más concretamente con plumas de manto. Surge por lo tanto aquí una cuestión aún por resolver, como es la presencia de plumas bajo la litosfera post-Hercínica en Europa occidental, que podría ser, en parte, la causante de la fragmentación del orógeno en sectores y de la entrada de gran parte de los fundidos Permo-Carboníferos. Varios autores son partidarios de dicha hipótesis, habiéndose argumentado que los enjambres de diques de Escocia, NE de Inglaterra, el graben de Oslo y el sur de Escandinavia describen una estructura radial que partiría de un punto triple situado en la parte norte de la península de Jutlandia (Dinamarca) (Ernst & Buchan, 1997; Doblas et al., 1998). Este punto triple marcaría el eje de una pluma de manto centrada en ese lugar. Sin embargo los datos geoquímicos y geofísicos más recientes no corroboran esta hipótesis (Kirstein et al., 2004) y parece que factores litosféricos regionales (diferencias de grosor de la litosfera en el Graben de Oslo, Pascal et al., 2004; extensión litosférica en el sur de Suecia y norte de Alemania, Obst et al., 2004) explicarían el magmatismo en esta área sin necesidad de recurrir a un impacto por pluma. Finalmente, los fundidos toleíticos han sido explicados por la fusión de una fuente empobrecida, tipo MORB, junto con la participación de un fenómeno de contaminación crustal.

En Escocia y el norte de Inglaterra, después de las últimas manifestaciones de magmatismo calcoalcalino Hercínico ligado a fuentes litosféricas afectadas por un proceso de subducción, en el Permo-Carbonífero se registran, en su mayoría, magmas moderadamente alcalinos o transicionales que suponen la irrupción de fuentes principalmente astenosféricas, como pone de manifiesto su composición isotópica (Figuras V.5 y V.6), aunque en algunos casos se aduce la participación en menor porcentaje de fundidos litosféricos, todo ello en un ambiente tectónico distensivo (Baxter, 1987; Upton et al., 2004). Con la excepción de un importante evento toleítico en el Estefaniense, el Carbonífero Superior-Pérmico se caracteriza por la presencia de fundidos predominantemente alcalinos que muestran una signatura astenosférica con

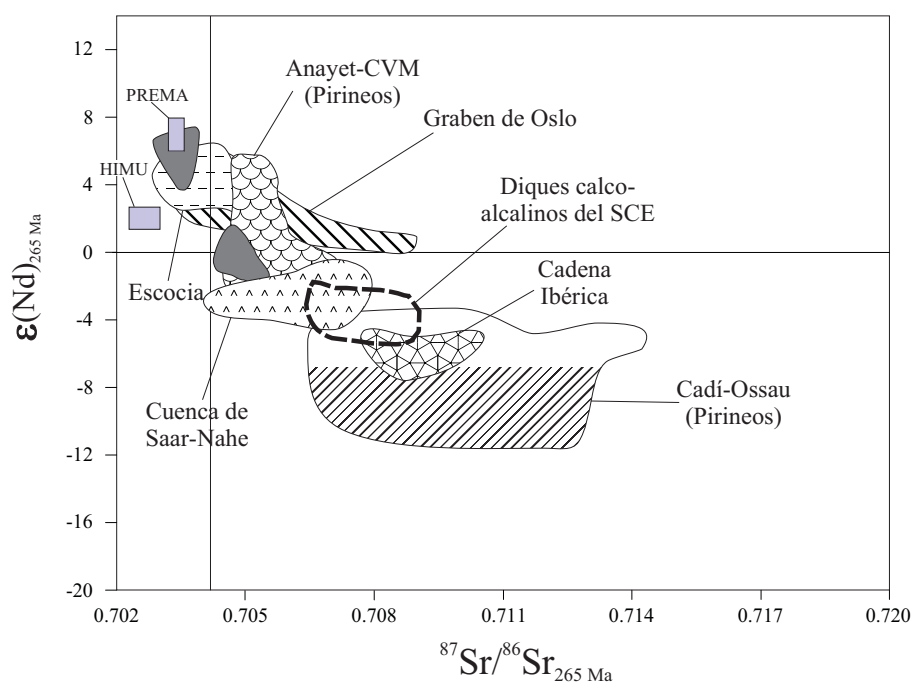


Figura V.5. Composición isotópica de Sr y Nd de diferentes rocas magmáticas de edad Carbonífero-Pérmico de Europa Central-Occidental, cuya afinidad puede ser alcalina, calcoalcalina o toleítica, comparada con la de los diques alcalinos del SCE. La composición de los componentes mantélicos PREMA y HIMU están tomadas de Zindler & Hart (1986). Rocas de Anayet-CVM y Cadí-Ossau (Pirineos) en Lago et al. (2004c), Graben de Oslo en Neumann et al. (2004), diques calcoalcalinos del SCE en Villaseca et al. (2004b), Escocia en Upton et al. (2004), Cadena Ibérica en Lago et al. (2004b) y Cuenca de Saar-Nahe en Von Seckendorff et al. (2004a).

poca o ninguna influencia litosférica. La intercalación dentro del evento predominantemente alcalino de diques toleíticos Estefanienses, cuyas direcciones son subparalelas a la directriz principal que conforman las intrusiones del mar del Norte, supone la participación de una fuente empobrecida muy distinta a la que se aducía para las rocas alcalinas. Para resolver este problema se ha aducido que este magmatismo toleítico podría estar ligado a la presencia de una pluma de manto al este del mar del Norte, tal y como ha sido propuesto por Ernst & Buchan (1997). En este sentido, la posibilidad de que el resto de rocas Pérmico-Carboníferas de Escocia se deban a la influencia de una pluma de manto es una hipótesis que, según Upton et al. (2004), presenta importantes objeciones, entre ellas las bajas relaciones de isótopos de He, por lo que concluyen que el magmatismo se debe, únicamente, a la fusión por descompresión adiabática del manto subyacente durante el régimen extensional.

Frente a la escasa influencia cortical que se aprecia en estas zonas, las partes más internas del orogeno Hercínico desarrollan durante el Carbonífero-Pérmico un magmatismo principalmente de afinidad calcoalcalina. En el centro de Europa (zona Saxo-Turingia, cuenca de Saar-Nahe, NW de Polonia), el magmatismo se liga a fuentes principalmente litosféricas, concretamente un manto moderadamente enriquecido que muestra características geoquímicas propias de materiales afectados por un evento de subducción o, en algunos casos, indicios de contaminación crustal (Von Seckendorff et al., 2004a, 2004b; Dubinska et al., 2004), lo cual se refleja en las relaciones de elementos traza incompatibles (Figura V.7).

Sin embargo, en la parte sur del cinturón orogénico, tanto en la Península Ibérica, como en Córcega-Cerdeña y en la zona S de los Alpes, se aprecia un claro cambio en la geoquímica del magmatismo Pérmico post-colisional, que se traduce en la transición de fundidos de afinidad calcoalcalina a otros posteriores de tipo alcalino (Cortesogno et al., 1998; Bonin, 2004; Lago et al., 2004c, 2004d; Perini et al., 2004a; Villaseca et al., 2004b). Este cambio se situó, fundamentalmente durante el Pérmico, continuando el magmatismo

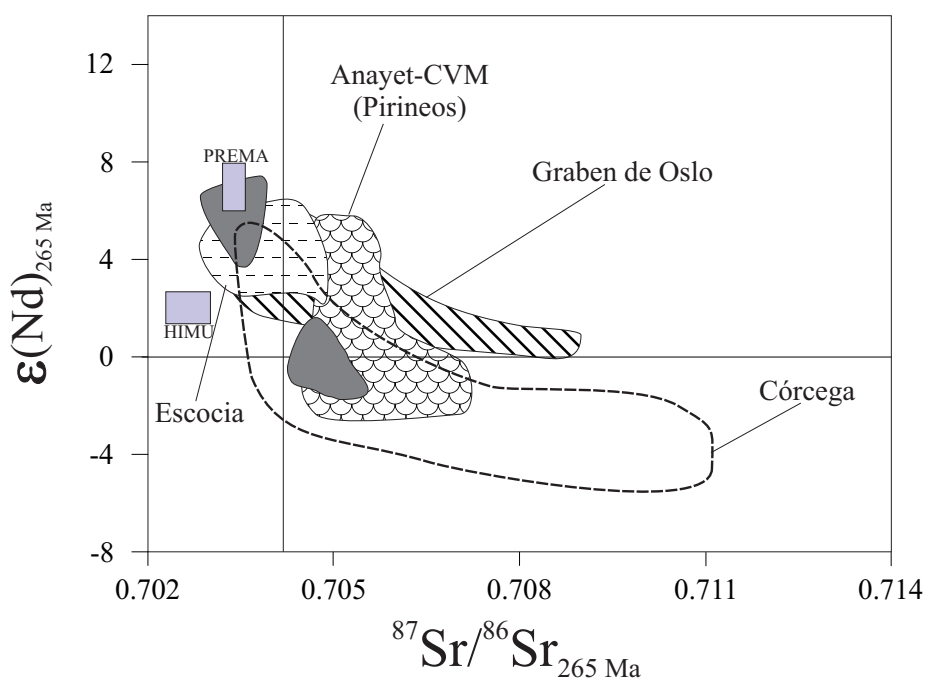


Figura V.6. Composición isotópica de Sr y Nd de las distintas rocas magmáticas alcalinas analizadas de edad Carbonífero-Pérmico de Europa Central-Occidental, comparada con la de los diques alcalinos del SCE. La composición de los componentes mantélicos PREMA y HIMU están tomadas de Zindler & Hart (1986). Rocas de Anayet-CVM en Lago et al. (2004c), Graben de Oslo en Neumann et al. (2004), Escocia en Upton et al. (2004) y Córcega en Bonin (2004).

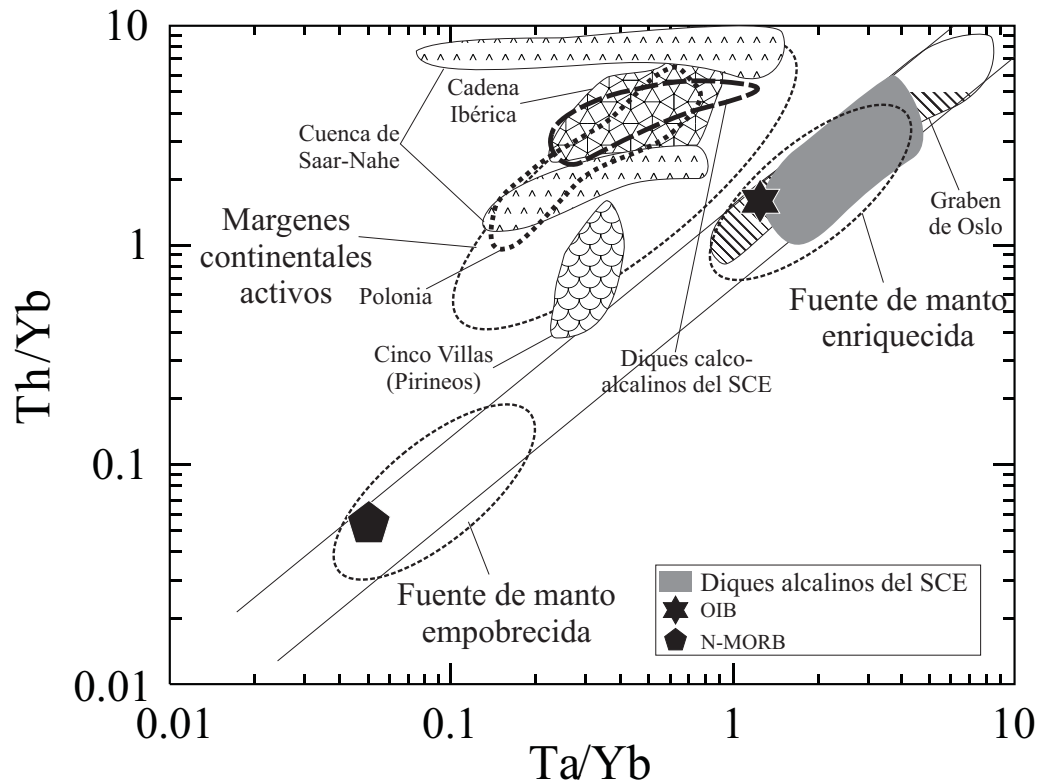


Figura V.7. Relaciones de elementos traza incompatibles (Th/Yb y Ta/Yb) de gran parte de las rocas magmáticas de edad Carbonífero-Pérmico de Europa Centro-Occidental, en comparación con el rango composicional de los diques alcalinos del SCE. Los campos de las fuentes mantélicas enriquecidas y empobrecidas y el de los márgenes continentales activos están tomados de Wilson (1989) y la composición media de los N-MORB y de los OIB de Sun & McDonough (1989). Las rocas de la Cadena Ibérica en Lago et al. (2004b), Cuenca de Saar-Nahe en Von Seckendorff et al (2004a), Polonia en Dubinska et al. (2004), Graben de Oslo en Neumann et al. (2004), diques calco-alcalinos del SCE en Villaseca et al. (2004b) y Cinco Villas (Pirineos) en Lago et al. (2004c).

alcalino en esta región hasta el Triásico (Bonin et al., 1998), aunque recientes datos geocronológicos más precisos ligam el magmatismo alcalino de Córcega a etapas póstumas Hercínicas, en un periodo corto del Pérmico Inferior (290-280 Ma; Cocherie et al., 2005). Bonin (2004) divide las manifestaciones magmáticas que se producen al final de la mayoría de los episodios orogénicos, en asociaciones post-colisionales y asociaciones post-orogénicas, existiendo en el primer caso una evolución de términos calcoalcalinos ricos en K a shoshoníticos y a ultrapotásicos, mientras que la asociación post-orogénica da normalmente composiciones alcalinas más sódicas. En este caso, los fundidos calcoalcalinos son interpretados como productos de la fusión parcial de un manto litosférico enriquecido por un evento de subducción (Bonin, 2004 y referencias incluidas). Aunque los fundidos alcalinos post-Hercínicos de Córcega representan una asociación muy heterogénea tanto petrográfica como químicamente, yendo desde términos básicos a ácidos, la composición isotópica de las rocas más primitivas dan valores correspondientes a un manto isotópicamente empobrecido (Figura V.6). La entrada de los magmas alcalinos representaría, en esta zona, el adelgazamiento de la litosfera debido a episodios extensivos y al ascenso del manto astenosférico caliente.

V.4. EL MAGMATISMO PERMO-CARBONÍFERO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

Dentro de la Península Ibérica distinguiríamos tres áreas fundamentales en las que se desarrolla el magmatismo Permo-Carbonífero: Pirineos, la cordillera Ibérica y el SCE. También en Portugal se citan intrusiones alcalinas Pérmicas o Triásicas (p.e. Portugal-Ferreira & Macedo, 1977), pero están muy poco estudiadas. Los fundidos son químicamente heterogéneos, principalmente calcoalcalinos, shoshoníticos y alcalinos. Las rocas calcoalcalinas son, en general, más abundantes en las tres regiones, mientras que las rocas alcalinas son menos frecuentes y se encuentran únicamente en Pirineos y el SCE (Figura V.4) en época Paleozoica (se excluyen las intrusiones magmáticas alcalinas de la Cordillera Ibérica desde el Triásico Superior al Jurásico Medio; Lago et al., 2004d).

La composición química del magmatismo calcoalcalino en la Península Ibérica se caracteriza por altos valores de Zr/Nb y Ta/Yb y por relaciones isotópicas relativamente radiogénicas, lo que apunta a su formación por fusión a partir de un manto enriquecido debido a la entrada de fluidos o fundidos ligados a un evento de subducción (Perini et al., 2004a) (Figuras V.6 y V.7). No obstante, las bajas relaciones Ce/Pb hacen posible que estos fundidos sean, también, productos híbridos por contaminación con rocas de la corteza. En este sentido, diversos estudios han revelado ciertas evidencias geológicas de un proceso de subducción Hercínica durante el Devónico-Carbonífero Inferior en regiones de la Península Ibérica y también en el Macizo Central Francés. En éste último han sido descritas zonas de sutura relacionadas con la orogenia Hercínica (Matte, 1986; Vanderhaeghe & Teyssier, 2001), y en el NW de la Península Ibérica se han observado evidencias de subducción de litosfera oceánica (Díaz García et al., 1999), presencia de un componente mantélico con signatura orogénica en la zona Centro-Ibérica (Dias & Leterrier, 1994) y un macizo ultramáfico Devónico originado dentro de un manto litosférico modificado por un evento de subducción (Santos et al., 2002). Por lo tanto, los datos disponibles actualmente parecen indicar que las rocas básicas calcoalcalinas y shoshoníticas del Macizo Ibérico y del Macizo Central Francés pueden haberse generado a partir de una fuente de manto enriquecida, previamente modificada por un proceso de subducción. Igualmente, la geoquímica de las rocas subalcalinas de la cadena Ibérica, el SCE y parte de Pirineos (La Maladeta) podría deberse al ascenso de magmas mantélicos que han permanecido estancados en niveles corticales y se han contaminado por dichos materiales (Bea et al., 1999; Perini et al., 2004a; Villaseca et al., 2004b). En cualquier caso, la química de elementos traza apunta a la intervención continental en la génesis del magmatismo calcoalcalino Hercínico (Figura V.7). En la zona Cantábrica, para las últimas manifestaciones calcoalcalinas subvolcánicas, se ha propuesto como principal modelo petrogenético la mezcla de magmas litosféricos con otros de origen basicrustal y la asimilación de roca encajante (Cuesta et al., 1998; Suárez et al., 1999).

La mayoría de las manifestaciones magmáticas post-orogénicas documentadas en el área central y sur de Portugal, de afinidad calcoalcalina, han sido interpretadas como rocas formadas por la fusión de una fuente de manto enriquecida por un evento de subducción, que habría significado el cierre del océano Prototetys en el SO de la Península Ibérica (Mata & Muñá, 1986). No obstante, hay que señalar la presencia en el centro de Portugal de intrusiones basálticas de afinidad moderadamente alcalina que han sido datadas en edades entre 226-204 Ma (Portugal-Ferreira & Macedo, 1977), aunque la gran dispersión de los datos hace pensar que no son edades demasiado precisas.

Las rocas calcoalcalinas de la cadena Ibérica intruyen en forma de sills y diques y como depósitos volcanoclásticos dentro de las cuencas del Pérmico inferior de tipo graben que se desarrollan como consecuencia de la tectónica transtensiva dominante. Este magmatismo está muy restringido en el tiempo debido al retardo en la aparición de la tectónica transtensiva y extensional que se produce aquí (zona interna del orógeno) en comparación con otras regiones algo más externas, como es el caso de Pirineos (Lago et al., 2004b). La composición isotópica del magmatismo subalcalino de los Pirineos es muy similar a la de las rocas de la cadena Ibérica (Figura V.5). En ambos casos se ha propuesto que estos fundidos probablemente se estancaron en pequeñas cámaras magmáticas dentro de la corteza, donde sufrirían procesos de diferenciación. En el límite Carbonífero-Pérmico es aún común la anatexia en niveles de la corteza inferior en la zona central de la Península Ibérica (Doblas et al., 1994; Villaseca et al., 1998b, 1999), por lo que la mezcla con magmas de origen cortical resulta probable (Lago et al., 2004b).

En Pirineos se han definido dos ciclos tectono-magmáticos en referencia a la actividad volcánica (Bixel, 1988). El primero (Estefaniense-Autuniense), con tres episodios magmáticos (I, II y III), es sin-orogénico y se caracteriza por rocas variablemente potásicas de afinidad calcoalcalina. Estas rocas poseen una composición isotópica enriquecida en Sr radiogénico y relativamente variable (Figura V.5), que es similar a la de macizos de granulitas y rocas graníticas de Pirineos Central (Lago et al., 2004c y referencias incluidas), por lo que se han interpretado como los equivalentes volcánicos de los plutones emplazados en Pirineos en niveles medios y superiores de la corteza, participando en su génesis fundamentalmente fuentes corticales (Gisbert, 1983; Vissers, 1992; Lago et al., 2004c y 2004d). El segundo ciclo (Autuniense-Turingiense), se desarrolló en un ambiente post-orogénico y condiciones transpresivas, transtensivas o de extensión, dando lugar a dos episodios magmáticos (IV y V). Mientras que el episodio IV corresponden fundamentalmente con rocas calcoalcalinas, el episodio V destaca por la abundancia de términos alcalinos y por ser considerado la primera expresión del desarrollo de una tectónica extensional en Pirineos (Lago et al., 2004c). Este magmatismo alcalino del episodio V también se manifestó en forma de diques máficos moderadamente alcalinos que intruyeron en los cuerpos graníticos tardíos en el área de Panticosa (Debon & Zimmermann, 1993). Este segundo ciclo marcaría el comienzo de la tectónica alpina en Pirineos. Los magmas parentales de las rocas calcoalcalinas del episodio IV, como se dijo más arriba, parecen haber modificado su composición por contaminación o mezcla de materiales de la corteza, registrando el tránsito al magmatismo alcalino (Lago et al., 2004c, 2004d). Por el contrario, las rocas moderadamente alcalinas del episodio V habrían sufrido una modificación mucho menor y poseen una composición isotópica de características mantélicas (ϵNd positivos; Figura V.6). Lago et al. (2004c) sugieren que los fundidos parentales debieron originarse en un manto subcontinental heterogéneo variablemente enriquecido y que la heterogeneidad composicional existente entre los episodios IV y V podría estar provocada por tres fenómenos distintos: 1) asimilación de materiales de la corteza inferior, 2) mezcla con magmas de origen cortical o 3) presencia de un manto superior bajo Pirineos con una composición heterogénea debida a la presencia de firmas residuales heredadas de la subducción de corteza durante la orogenia Hercínica (Cabanis & Le Fur-Balouet, 1989; Innocent et al., 1994). El área fuente de los fundidos menos contaminados, en base a los elevados valores de ϵNd , ha de ser probablemente de tipo astenosférico, aunque la mezcla con magmas litosféricos sea también posible (Lago et al., 2004c).

Villaseca et al. (2002, 2004b) clasifican el magmatismo básico de edad Carbonífero-Pérmico presente en el SCE en cuatro grupos: 1) Gb1, pequeños macizos gabroideos que intruyen de forma contemporánea con los granitoides del batolito, 2) Gb2, enjambres de pórfidos graníticos post-batolíticos de dirección principal E-O, 3) Gb3, diques shoshoníticos y Gb4) diques alcalinos, correspondiendo los tres

primeros grupos con rocas de afinidad calcoalcalina. Este magmatismo calcoalcalino posee características geoquímicas que implican la participación de un componente cortical en su génesis, como son anomalías negativas de los contenidos de Nb-Ta normalizados al manto primitivo, bajos valores de las relaciones Ce/Pb y Ta/Yb (Figura V.7) y la composición isotópica rica en Sr radiogénico (Figura V.5). La signature cortical de estos tres grupos (Gb1 a Gb3) se ha explicado como debida a fenómenos de hibridación de magmas mantélicos con otros generados en la corteza o por el reciclaje de materiales corticales dentro del manto (Bea et al., 1999; Villaseca et al., 2004b). El gran dique toleítico de Alentejo-Plasencia (Gb5), por otro lado, datado en unos 203 Ma (Sebai et al., 1991; Dunn et al., 1998), ha sido relacionado con la apertura del Océano Atlántico (Sebai et al., 1991) y su origen se ha explicado por mezcla de fuentes mantélicas primitivas con otras en las que se ha reciclado parte de la corteza (Alibert, 1985) o por fenómenos de AFC asociados a fundidos ligados a una pluma de manto y asimilación de rocas de la corteza inferior (Cebriá et al., 2003).

El grupo Gb4 propuesto por Villaseca et al. (2002, 2004b) es el que componen los diques alcalinos Pérmicos del SCE. Este conjunto de diques posee unas características geoquímicas que implican la fusión de una fuente enriquecida en elementos incompatibles con relaciones LILE/HFSE y LREE/HFSE bajas (Figura V.7). La composición de los diques alcalinos más primitivos del SCE es, como ya se vio en capítulos previos, similar a la de los OIB. No obstante, en función de los datos isotópicos disponibles hasta hace poco tiempo (similares al BSE), estos diques habían sido relacionados con fuentes litosféricas (Bea et al., 1999; Perini et al., 2004a). Los últimos trabajos realizados sobre el magmatismo post-Hercínico básico del SCE (Villaseca et al., 2002, 2004a, 2004b; Orejana et al., 2005a y este trabajo) ponen de manifiesto, sin embargo, la presencia de un componente claramente sublitosférico bajo el SCE durante el evento tectono-magmático Pérmico, lo que redundaba en la ya mencionada heterogeneidad del manto bajo la Península Ibérica (Figura V.6). Esta heterogeneidad también ha sido recientemente puesta de manifiesto por la composición de los xenolitos piroxeníticos de origen acumulado que transportan los lamprófidos y diabasas del SCE (Orejana et al., 2005b). La fusión que da lugar al magmatismo alcalino Pérmico del SCE ha sido ubicada dentro del campo de estabilidad del granate (Bea et al., 1999). El mecanismo que se ha sugerido en este caso ha sido la fusión por descompresión del manto litosférico o la infiltración de fundidos derivados de la astenosfera dentro de la litosfera. En vista de los datos mostrados en el presente trabajo, queda de manifiesto la presencia, también, de fundidos astenosféricos que han ascendido hasta su nivel de emplazamiento sin sufrir apenas interacción con materiales de la corteza o del manto litosférico suprayacente. Cabe destacar aquí la similitud en la composición isotópica que muestran los diques alcalinos del SCE de origen astenosférico con la fuente de tipo PREMA que se aduce en el NW de Europa para explicar la formación de buena parte de las rocas alcalinas.

Los magmatismos alcalinos que se registran en el SCE y en algunos lugares de Pirineos (zona de Anayet-Macizo de Cinco Villas y cerca del área de Aragón-Béarn), poseen una edad muy parecida si consideramos las dataciones más recientes en dichas rocas: los diques lamprófidos del SCE habrían intruido alrededor de 264 ± 1.3 Ma (Ar-Ar en anfíbol, Perini et al., 2004a), mientras que los diques máficos descritos en Pirineos (únicas rocas alcalinas datadas del episodio magmático V) dan lugar a una edad de 267 ± 11 Ma (Debon & Zimmermann, 1993). En ambos casos, las manifestaciones alcalinas son posteriores al magmatismo calcoalcalino post-colisional (Figura V.8) y con el establecimiento de un ambiente tectónico extensional, tras la formación de cuencas en régimen transtensivo que se habían dado durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. Tanto los fundidos alcalinos de Pirineos como los del SCE, además, han sido relacionados, en mayor o menor medida, con áreas fuentes sublitosféricas, siendo

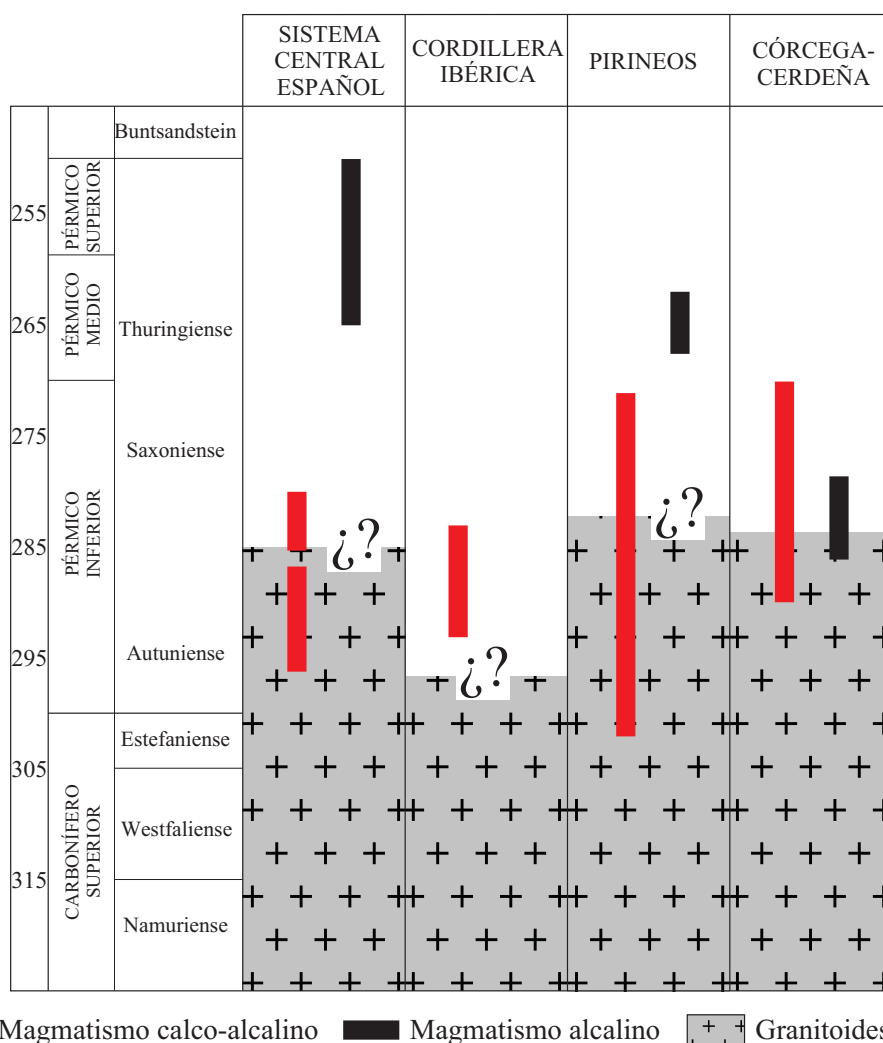


Figura V.8. Esquema comparativo con la duración de las manifestaciones magmáticas de afinidad alcalina y calcoalcalina de la Península Ibérica y Córcega desde el Carbonífero superior y hasta el final del Pérmico. A modo de comparación se ha incluido la actividad plutónica en los sectores donde existe. Queda de manifiesto que el magmatismo calcoalcalino finaliza en estos sectores durante el Pérmico Medio, sucediéndole, a partir de ese momento, el magmatismo alcalino que, salvo en la zona de Córcega-Cerdeña-Alpes, no se registraría antes de 275 Ma. Ver las referencias sobre las edades en el texto.

evidente en los dos casos la participación de un manto heterogéneo en la génesis del magmatismo (Villaseca et al., 2004a, 2004b; Lago et al., 2004c; Orejana et al., 2005a). Esto hace pensar en la posibilidad de que esta manifestación alcalina del Pérmico Medio-Superior corresponda con un evento relativamente coetáneo de adelgazamiento de la litosfera y ascenso de la astenosfera en ambas regiones. La astenosfera, además de dar lugar a fundidos que llegan, en algunos casos, sin modificarse a los niveles de emplazamiento, podría inducir la fusión en la base de la litosfera, lo que explicaría la coexistencia en el SCE de dos conjuntos de diques máficos alcalinos claramente diferenciados en cuanto a su composición isotópica. Una evolución tectono-magmática similar ha sido descrita en Corcega-Cerdeña, cuya ubicación al término de la orogenia Hercínica era próxima a la de Pirineos. Aquí, las manifestaciones alcalinas comienzan alrededor de 290-285 Ma (Figura V.8) (Paquette et al., 2003; Bonin, 2004; Cocherie et al., 2005) y también representan el ascenso de un manto astenosférico.

El desarrollo de un sistema de rift intracontinental al final de las etapas compresivas asociadas a la colisión Hercínica y el tránsito a una tectónica extensional, han sido interpretados como el resultado del adelgazamiento de la litosfera por el ascenso de un manto más caliente y profundo (Wilson et al.,

2004 y citas incluidas). El mecanismo causante de dicha ruptura y de la fusión del manto, que da origen al magmatismo Permo-Carbonífero en Europa, resulta una cuestión controvertida que, en general, puede considerarse según dos hipótesis: 1) descompresión adiabática del manto y 2) entrada de una pluma de manto profunda, pudiendo participar en ambos casos componentes tanto litosféricos como astenosféricos (Wilson et al., 2004).

El reciente modelo propuesto para explicar el magmatismo Permo-Carbonífero de Europa y del norte de África mediante la incisión de una superpluma de manto en la base de la litosfera (Ernst & Buchan, 1997), considera que dicho evento podría verse como una vía de escape al calor acumulado bajo el supercontinente Pangea (Doblas et al., 1998). De acuerdo con esto, la distribución del rifting y del magmatismo del Carbonífero-Pérmico en el centro de Pangea podría relacionarse con una amplia anomalía termal de larga duración dentro del manto superior (próxima a 100 Ma si consideramos el máximo de extensión temporal en áreas externas del orógeno Hercínico Europeo; Upton et al., 2004). La cabeza de la superpluma habría afectado a un área de unos 4000 Km de diámetro entre Marruecos y Oslo. Sin embargo, hay importantes razones que se oponen a la hipótesis de una pluma mantélica, algunas ya mencionadas antes: 1) el escaso volumen que representa el magmatismo, sobre todo en zonas como el SCE y su distribución dispersa en el espacio y el tiempo, 2) el hecho de que el magmatismo no sea coetáneo con la tectónica extensional en todos los casos, 3) la presencia de plutones graníticos derivados de la fusión de la corteza que ocupan un amplio registro temporal, 4) los bajos valores de las relaciones isotópicas de He, impropias de fundidos ligados a plumas de manto (Kirstein et al., 2004), y 5) la ausencia en muchas regiones de una corteza inferior máfica de fuerte espesor, que cabría esperar si una pluma de manto incidiese en la base de la litosfera, que provocaría un fenómeno generalizado de *underplating* por ascenso de magmas básicos. En vista de todo lo anterior, la presencia de una pluma de manto durante el Pérmico, bajo la Península Ibérica, resulta aún difícil de esclarecer. Incluso en el norte de Europa, donde el magmatismo es mucho más voluminoso, existe un fuerte debate aún a este respecto y, por el momento, es una cuestión sin resolver.

Es muy difícil explicar en una sola hipótesis la enorme variedad de magmas, su diferente evolución temporal y las diferencias geotectónicas y de estructuras litosféricas en un periodo tan largo de tiempo (75-100 Ma) y en un sector tan extenso. Considerando únicamente el magmatismo alcalino post-saxoniense (Pérmico Medio-Superior) de Europa en esta época, resulta difícil establecer modelos geodinámicos globales, como sería la hipótesis de pluma, debido a la enorme dispersión de los afloramientos y su escaso volumen. En este sentido, consideramos razonable pensar sólo en un modelo local ajustado a las características que se observan en el SCE, para explicar convenientemente el magmatismo alcalino que aparece a finales de Pérmico en esta área.

En la figura V.9 se ha esquematizado en tres bloques diagrama la evolución geodinámica del área del SCE desde la colisión continental Hercínica (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) hasta el periodo de rifting Pérmico que permite la entrada de magmas alcalinos. Partiríamos de una situación, en el Carbonífero Inferior, con la litosfera del SCE engrosada y un ambiente geodinámico fundamentalmente compresivo (aunque terminaría distendiéndose), habiéndose producido las etapas deformativas D_1 y D_2 descritas para esta zona (Escuder et al., 2004; Martínez Poyatos et al., 2004). Desde ese momento y hasta el Pérmico Inferior predomina un ambiente claramente distensivo, que permitiría la fusión y el emplazamiento de las masas plutónicas que conforman el batolito del SCE, generadas en los niveles inferiores de la corteza (Bea et al., 1999; Villaseca et al., 1999). En este tiempo se darían las etapas de deformación D_3 y D_4 , con desarrollo de zonas de cizalla dúctil y estructuras frágiles posteriores (Escuder et al., 2004; Martínez Poyatos et al., 2004). Durante el Pérmico Medio-Superior la litosfera se encontraría muy adelgazada y el

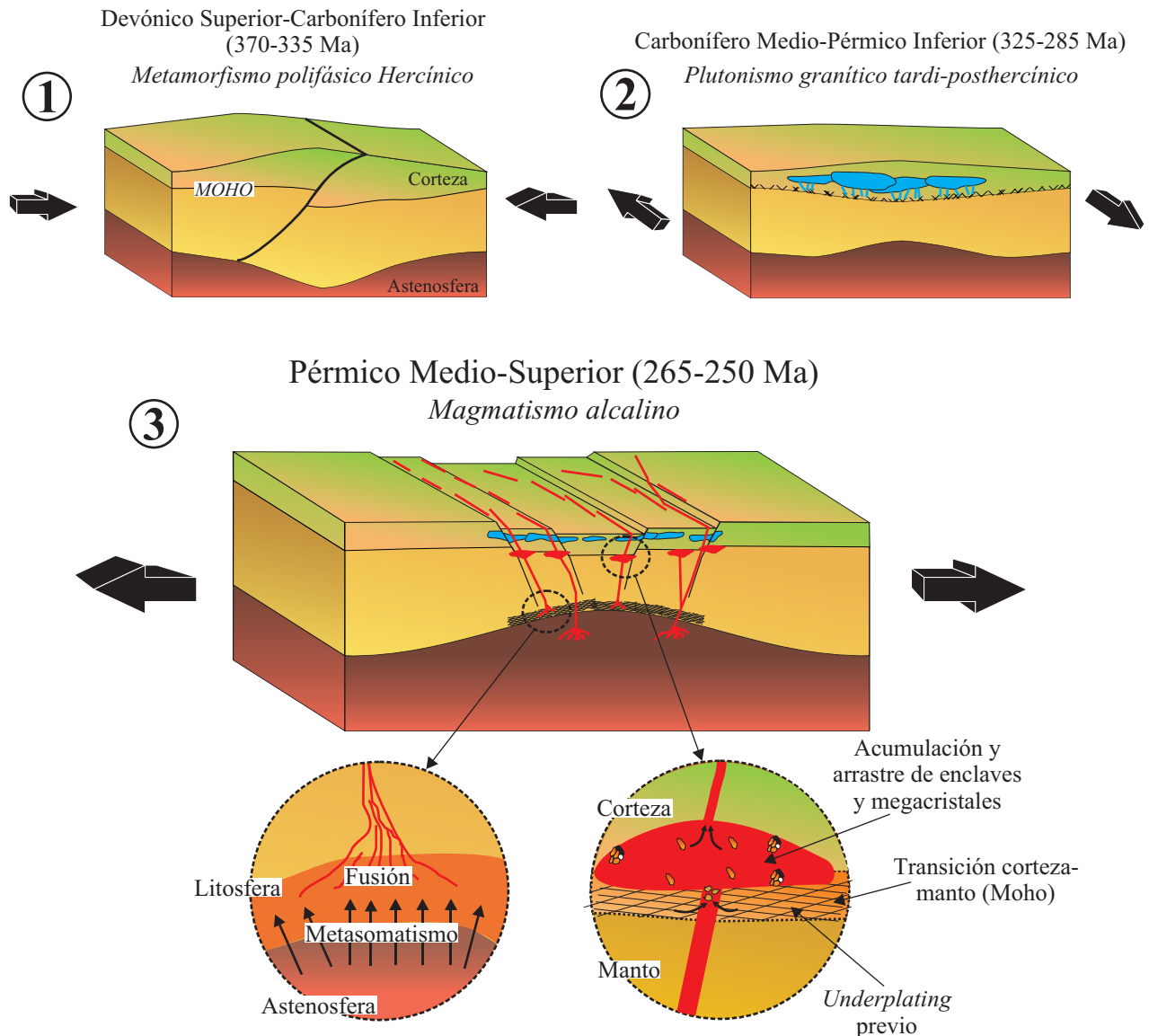


Figura V.9. Modelo geodinámico del tránsito entre la colisión Hercínica en el Carbonífero y el rifting de finales del Pérmico en el SCE, incidiendo, también, sobre la petrogénesis del magmatismo alcalino Pérmico. En el primer bloque diagrama se ejemplifica, de forma sencilla, la situación de colisión y las condiciones compresivas dominantes hasta el Carbonífero Superior, con un evidente engrosamiento de la litosfera. Las fases deformativas D_1 y D_2 podrían ubicarse en este contexto. En el segundo bloque diagrama se expone el periodo transtensivo predominante desarrollado durante el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, caracterizado por un adelgazamiento de la litosfera y por la intrusión de los granitos que constituyen el batolito del SCE en ambiente distensivo. En este momento se darían las fases deformativas D_3 y D_4 . Finalmente, en el tercer bloque se resume la situación durante el Pérmico Medio y Superior, caracterizado por el desarrollo de un rifting intra-continental ya en un marcado ambiente de extensión. El adelgazamiento de la litosfera se ha hecho aún mayor en este momento, produciéndose un ascenso de la astenosfera que llega a fundir y que también provoca la fusión en la base de la litosfera. El producto de esta fusión es el magmatismo alcalino, con sus dos signatures isotópicas (enriquecida y empobrecida) bien diferenciadas. La astenosfera puede actuar sobre la parte más profunda de la litosfera metasomatizándola y otorgándole su carácter enriquecido en elementos incompatibles y sus signatures no orogénicas. El estancamiento del magma alcalino en la base de la corteza queda atestiguado por la presencia de numerosos enclaves acumulados ligados al propio fundido lamprofídico, así como por la abundancia en los diques de xenolitos granulíticos de la corteza inferior y de piroxenitas del límite corteza-manto. Éstos últimos, con características de acumulados, podrían indicar un fenómeno anterior de “underplating” bajo el SCE.

progresivo desmantelamiento del orógeno provocaría un descenso de la presión capaz de generar fusión por descompresión adiabática. El grosor de la corteza en la actualidad se encuentra entre 31 y 34 Km (Suriñach & Vegas, 1988) y durante el Pérmico Superior la situación habría de ser similar a la presente. El desarrollo de un rifting generalizado durante este periodo en diferentes partes del orógeno Hercínico Europeo implica la presencia de una anomalía térmica muy probablemente relacionada con un adelgazamiento de la litosfera y el ascenso de la astenosfera. Dada la composición isotópica bimodal de los diques alcalinos del SCE, la fusión del manto ocasionada durante esta etapa se produciría en diferentes niveles: un nivel situado en la astenosfera, que daría lugar a las rocas con firmas empobrecidas, y un nivel litosférico, que estaría representado por los diques isotópicamente enriquecidos. El carácter potásico de estos últimos, junto con la ausencia de características propias de áreas afectadas por un evento de subducción, hacen pensar que el enriquecimiento en elementos traza de su área fuente pudo deberse a un proceso de metasomatismo ligado a la entrada de fundidos ricos en K y volátiles procedentes de la astenosfera (Figura V.9), como ya se discutió en el capítulo de los lamprófidos de este trabajo. La abundante presencia de enclaves acumulados formados a alta presión y de megacrístales de clinopiroxeno anfíbol y plagioclasa, así como de xenolitos granulíticos de la corteza inferior, indican que los magmas se estancaron en profundidades propias del límite corteza inferior-manto superior (Moho), donde fraccionaron antes de intruir en niveles superiores (Figura V.9). La relativa abundancia, también, de xenolitos con texturas metamórficas y composición de acumulados ígneos, implica la presencia, en dichos niveles baso-crustales, de cuerpos de rocas acumuladas previas, muy probablemente relacionadas con un evento de *underplating* ocasionado por la entrada de magmas básicos previos (tal vez calcoalcalinos post-Hercínicos, como se ha discutido en el capítulo de enclaves ultramáficos de este trabajo). El estancamiento de los magmas alcalinos en este límite debe ser consecuencia de la diferencia de densidad y fuerte contraste mecánico entre la corteza y el manto.

VI. CONCLUSIONES

A continuación destacamos las principales conclusiones que se pueden sacar del presente estudio acerca de los diques alcalinos Pérmicos del Sistema Central Español y de los enclaves máficos y ultramáficos incluidos en los lamprófidos y diabasas.

LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SCE

1. Los diques alcalinos básicos que cortan con direcciones N-S el basamento granítico y metamórfico del SCE se pueden clasificar, por su petrografía, en dos grupos distintos. Uno lo componen lamprófidos de tipo camptonita, en aquellos casos en los que están presentes fenocristales máficos de anfíbol, clinopiroxeno y flogopita, hay ausencia de fenocristales de minerales félsicos y en la matriz abunda la plagioclasa frente al feldespato alcalino. El segundo grupo de diques puede transportar fenocristales de clinopiroxeno y olivino y megacristales de anfíbol, pero la abundancia de fenocristales y megacristales de plagioclasa lleva a clasificarlos como diabasas.

2. Los lamprófidos y diabasas son de composición básica o ultrabásica en su conjunto, lo que implica un origen mantélico. En base a la química de elementos mayores, destacan por su marcado carácter alcalino (altos contenidos en Na y K, y bajos de sílice). En función de la relación Na/K se pueden dividir, a su vez, en diques sódicos ($\text{Na/K} > 1$) y diques potásicos ($\text{Na/K} < 1$), coincidiendo que los diques de diabasas son los sódicos, mientras que los lamprófidos muestran una clara afinidad potásica. Los bajos contenidos en Cr, Ni y en el valor de Mg# implican la ausencia de características propias de fundidos primarios. Esto, junto con las tendencias de variación composicional observadas en cuanto a elementos mayores y trazas, denota que los magmas parentales, a partir de los cuales se han diferenciado, sufrieron un proceso de cristalización fraccionada caracterizado, principalmente, por la separación de clinopiroxeno y olivino, a los que podría sumarse en menores proporciones anfíbol y óxidos de Fe-Ti.

3. La presencia de distintos tipos de fenocristales de clinopiroxeno con núcleos ricos en Fe y zonado inverso, cuyos bordes presentan una composición similar a la de fenocristales de clinopiroxeno con zonado normal y a la de los clinopiroxenos de la matriz de los diques, indica que el fundido que ha dado lugar a los diques incorporó, con anterioridad a su intrusión, cristales formados en una cámara magmática profunda y a partir de otros magmas más evolucionados.

4. El origen de las abundantes texturas oclares y vesiculares que caracterizan a estos diques parece encontrarse en fenómenos tardíos de inmiscibilidad líquida de fundidos silíceos (formándose los ocelos feldespáticos) y de segregación de fases ricas en volátiles (formándose los ocelos carbonáticos y las vesículas con clorita).

5. Las concentraciones de elementos traza incompatibles de los diques de lamprófidos y diabasas son muy elevadas, característica propia en general de las rocas alcalinas básicas. Este enriquecimiento implica que proceden de fuentes de manto enriquecidas en elementos incompatibles y que la tasa de fusión en el

área fuente fue baja. En base a ciertas relaciones de elementos traza incompatibles, cuyos valores en la fuente y en el fundido es predecible que no se modifiquen significativamente durante la fusión, se puede afirmar que los diques de lamprófidos y diabasas proceden de un manto con una composición parecida a la de las fuentes de los basaltos de islas oceánicas (OIB). Ni en la química de roca total, ni en la de isótopos se aprecia un componente importante de asimilación o contaminación via rocas de la corteza. Además, las marcadas anomalías positivas de Nb-Ta y la ausencia de anomalía positiva de Pb, hace patente que no ha intervenido, en la génesis de estas rocas, ningún componente orogénico.

6. Las elevadas relaciones $(La/Yb)_N$ implican la presencia en el área fuente de granate residual. Por otro lado, el carácter potásico de parte de los diques junto con la ausencia de anomalía negativa de K en los espectros multielementales normalizados al manto primitivo, hacen pensar que en la fusión hubo de participar una fase potásica (anfíbol y flogopita) y que dicha fase pudo consumirse en este proceso. Los elevados contenidos en P de los lamprófidos y diabasas del SCE, junto con la frecuencia de anomalías negativas de P, Th y U en los diagramas multielementales, también están de acuerdo con la presencia de apatito residual en el área fuente.

7. La composición isotópica de los diques se caracteriza por definir dos grupos distintos, ambos englobados dentro del rango de valores propio de los OIB. Uno está empobrecido, con valores altos de Nd radiogénico y bajos de Sr radiogénico, cuyas firmas están próximas a las de fuentes de manto tipo PREMA, mientras que el otro es más enriquecido y presenta una composición similar al BSE. Esta dualidad composicional implica que en la génesis de los diques de lamprófidos y diabasas han participado dos fuentes distintas. El área fuente isotópicamente empobrecida debe estar situada en la astenosfera, mientras que el área fuente enriquecida podría encontrarse en la base de la litosfera. El marcado carácter potásico de los diques isotópicamente enriquecidos, carentes, además, de firmas orogénicas en su química de elementos traza, hace pensar que el enriquecimiento (metasomatismo) del área fuente litosférico del cual se derivan, puede haberse producido por la entrada de fundidos ricos en elementos incompatibles y en volátiles procedentes de la astenosfera.

PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SCE

8. Estos diques se caracterizan por presentar abundantes fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, anfíbol, biotita y óxidos de Fe-Ti, inmersos en una matriz rojiza compuesta, principalmente, por feldespato alcalino y plagioclasa. Su composición normativa, introducida en los diagramas clásicos de clasificación de rocas ígneas, permiten calificarles como rocas entre monzoníticas y sieníticas. En cuanto a su química, destacan por su carácter alcalino, marcadamente potásico en la mayoría de los casos, y por unos amplios rangos de variación que definen una clara heterogeneidad composicional.

9. Tanto las variaciones que se observan en su petrografía, como la marcada tendencia de evolución que se aprecia en la química de roca total (elementos mayores y trazas), hacen evidente que el fundido original se ha diferenciado como consecuencia de un proceso de fraccionamiento cristalino. Los modelos aplicados para describir este fenómeno han sido divididos en dos etapas y dan como resultado altos porcentajes de fraccionamiento cristalino (aproximadamente 55% en la primera etapa y cerca de un 75-80% en la segunda). Las fases que cristalizan son anfíbol, biotita, plagioclasa, feldespato alcalino, apatito y Ti-magnetita, decreciendo la participación del anfíbol y la biotita en la segunda etapa. La heterogeneidad isotópica de este grupo filoniano obliga a aplicar un modelo de asimilación y fraccionamiento cristalino (AFC), que deja de manifiesto que el componente cortical que con mayor probabilidad puede haber actuado junto con el fraccionamiento es el definido por la composición de los xenolitos de granulitas pelíticas de la

corteza inferior, y calcula porcentajes de asimilación poco importantes (valores medios próximos al 10%).

10. La composición en elementos traza de estos diques monzo-sieníticos es muy parecida a la de los diques de lamprófidos y diabasas. De igual manera, las relaciones de elementos traza incompatibles, que se utilizaron para caracterizar las áreas fuente de estos últimos diques, son también similares a las que muestran los diques de pórfidos monzo-sieníticos. Esto sugiere que los pórfidos rojos proceden de fundidos originados en una fuente de manto con una composición similar a la que dio lugar a los lamprófidos y diabasas ó que derivan directamente de ellos, pues no tienen composición de magmas primarios.

11. Las firmas isotópicas de los pórfidos monzo-sieníticos son similares a las de los diques lamprofídicos enriquecidos del SCE (de tipo BSE), lo que implica, junto con las similitudes observadas en la composición de los elementos traza, que ambos grupos de diques son cogenéticos. Dada la frecuencia con la que los pórfidos rojos se encuentran en el campo asociados a los diques de lamprófidos, aflorando a escasos metros y entrecruzándose con direcciones subparalelas, resulta evidente la posibilidad de que los fundidos monzo-sieníticos procedan de los lamprofídicos vía diferenciación magmática. Dicho fenómeno de diferenciación ha de deberse a un proceso de fraccionamiento cristalino más que de inmiscibilidad líquida. La presencia en los diques de lamprófidos y diabasas de numerosas estructuras ocellares ricas en feldespato alcalino apoya la hipótesis de que ambos grupos de diques estén emparentados.

MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS DEL SCE

12. Los enclaves máficos y ultramáficos incluidos en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE suelen ser de pequeño tamaño y pueden dividirse en cuatro grupos en base a su petrografía y química mineral: 1) enclaves alterados, 2) piroxenitas con espinela, 3) clinopiroxenitas hidratadas y 4) hornblenditas. De forma general, todos los grupos de enclaves se caracterizan por la ausencia de olivino y la abundancia de clinopiroxeno, lo que hace que no puedan considerarse xenolitos típicos de manto.

13. Los enclaves fuertemente alterados (tipo I) poseen texturas de recristalización en estado sólido, minerales secundarios (grupo de la serpentina y la clorita) en porcentajes de hasta un 86% y una composición normativa que, en un diagrama de clasificación de rocas ultramáficas, permitiría calificarlos como ortopiroxenitas. Todo esto implica que estos enclaves representan, seguramente, acumulados magmáticos previos más que corresponder con fragmentos de un manto típico. Aunque este grupo de enclaves está representado por pocos ejemplares y estos son muy diferentes entre sí, en su conjunto conservan, como minerales primarios, clinopiroxeno diopsídico, espinela marrón rica en Cr y anfíbol pargasítico. La química de elementos mayores de estos minerales se caracteriza por contenidos elevados de Cr y Mg, lo cual los relaciona con fundidos de composición primitiva.

14. La composición química de elementos mayores y traza de los clinopiroxenos y de los anfíboles presentes en los enclaves alterados (tipo I) es muy variable, pero llega a alcanzar valores muy por encima de los típicos de clinopiroxenos de enclaves lherzólíticos y de piroxenitas acumuladas, evidenciando un proceso de metasomatismo dentro de estos fragmentos de acumulados ígneos. Este evento metasomático se manifiesta de forma muy variada, tanto si se considera la presencia o ausencia de anfíbol, como la composición de esta fase y la del clinopiroxeno, pudiéndose identificar tres tipos distintos de agentes metasomatizantes: 1) un fundido carbonatado, 2) un fundido silíceo y 3) un fluido rico en H₂O. No obstante, es posible relacionar los tres agentes con un único magma original al considerar el proceso de diferenciación que sufre el fundido a medida que percola por la roca y la transforma. El responsable final de la generación de los tres agentes metasomatizantes sería, probablemente, el magma alcalino que da lugar a la formación

de los diques de lamprófidos y diabasas, puesto que posee altos contenidos de elementos incompatibles y volátiles (CO_2 y H_2O).

15. La composición isotópica de los enclaves alterados (tipo I) está enriquecida en Sr radiogénico, pero no empobrecida en ϵNd . El elevado contenido en origen de estos xenolitos en ortopiroxeno, implica que se formaron a partir de fundidos calcoalcalinos. El magmatismo básico calcoalcalino que mejor podría explicar la composición isotópica de estos enclaves son los grupos Gb2 y Gb3 de Villaseca et al. (2004b). Partiendo de unas signaturas similares a las de estos diques, la composición de los enclaves alterados se habría modificado como consecuencia de la actuación del magmatismo alcalino (metasomatismo o alteración), lo cual explicaría el enriquecimiento en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y el empobrecimiento en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ respecto a la composición de los diques calcoalcalinos.

16. Los enclaves de piroxenitas con espinela (tipo II) poseen texturas de recrystalización en estado sólido y una química mineral de elementos traza y mayores propia de acumulados magmáticos profundos (contenidos relativamente elevados en Al y Ti y patrones de REE normalizados al condrito con forma convexa). Aunque dominan los tipos clinopiroxeníticos, también puede haber websteritas, por lo que el magmatismo que los origina ha de ser, en parte, subalcalino.

17. Las estimaciones de presión y temperatura determinadas en base a la química mineral pone de manifiesto que todos ellos debieron equilibrarse a presiones próximas al rango 8-12 kbar, lo que implica que los diques de lamprófidos y diabasas han muestreado niveles de la corteza inferior y del límite corteza manto (próximos al Moho).

18. La composición isotópica de estos enclaves da lugar a dos polos bien diferenciados: en uno de ellos (isotópicamente empobrecido) se encontraría la clinopiroxenita foliada 101892, y sería muy similar a la composición de los enclaves de hornblenditas, a la de los diques de lamprófidos y diabasas empobrecidas y, más concretamente, a la del dique en el que se encuentra incluido. El otro polo estaría enriquecido en Sr radiogénico, pero no coincidiría con el campo composicional de los lamprófidos isotópicamente enriquecidos. Esto implica que, mientras que la clinopiroxenita foliada debe haberse formado a partir del magmatismo alcalino isotópicamente empobrecido, las piroxenitas con espinela más ricas en isótopos de Sr, reflejan un evento de acumulación de magmas básicos en la base de la corteza anterior al magmatismo alcalino.

19. Las clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) pueden mostrar texturas que indican que se han equilibrado en estado sólido (contactos en forma de puntos triples entre clinopiroxenos), pero el anfíbol y la flogopita desarrollan texturas magmáticas (p.e. zonados). La química del clinopiroxeno es propia de acumulados magmáticos profundos, aunque el elevado contenido en Cr y Mg indica que los fundidos parentales eran relativamente primitivos. La química del anfíbol y la flogopita (ricos en Cr y con elevados valores de Mg#) están de acuerdo con un origen metasomático. Estas fases hidratadas cristalizarían en el acumulado clinopiroxenítico ya formado debido a la entrada de un fundido primitivo y cogenético con el que dio lugar al enclave. No se poseen datos isotópicos acerca de estos enclaves. No obstante, el marcado carácter alcalino de las fases que los componen hacen pensar que corresponden con acumulados formados por un fundido genéticamente relacionado con el dique que los transporta.

20. Las hornblenditas (tipo IV) poseen texturas magmáticas y una composición mineral muy heterogénea, con abundante anfíbol y clinopiroxeno. La química mineral refleja, en todos los casos, un origen como acumulado o segregado magmático, incluidas todas las fases ricas en volátiles (como el anfíbol, la flogopita y el apatito). La mayoría de los enclaves de hornblenditas (tipo IV) poseen una composición

isotópica empobrecida, similar a la del dique de diabasa en las que aparecen. La única muestra en la que se observa una composición más enriquecida se proyecta dentro del grupo de diques isotópicamente enriquecidos y coincide con la del dique que la incluye. Por lo tanto, todos los enclaves de hornblenditas corresponderían con acumulados formados en una cámara magmática a partir del magmatismo alcalino.

21. Los megacristales y xenocristales de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa y espinela presentes en los diques de lamprófidos y diabasas del SCE poseen dos orígenes distintos. Los xenocristales de clinopiroxenos incoloros y de espinelas verdes son fragmentos de xenolitos de piroxenitas con espinela (tipo II), dadas las similitudes composicionales que muestran con los minerales que los componen. Los megacristales de anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno púrpura y los macrocristales de espinela negra, por otro lado, son entre alotriomorfos y subidiomorfos y desarrollan tamaños superiores a los 2 cm en algunos casos. Además, poseen una composición química que les relaciona con las hornblenditas (tipo IV). Por ello han de ser fases cristalizadas a elevada presión dentro de la cámara magmática a partir de fundidos similares a los que dan lugar a los enclaves de hornblenditas, aunque ocasionalmente pudiesen ser fragmentos derivados de ellos. La composición isotópica de un megacristal de anfíbol, similar a la de los enclaves de hornblenditas y a la de los diques alcalinos isotópicamente empobrecidos, está de acuerdo con la hipótesis propuesta.

GEOCRONOLOGÍA Y CONTEXTO GEODINÁMICO

22. Los datos de edades obtenidos en este trabajo mediante los métodos de la isocrona Rb-Sr y K-Ar han dado como resultado un rango amplio de valores que no permiten asegurar, con un estrecho margen de error, la edad precisa del magmatismo alcalino del SCE. No obstante, la comparación de nuestros resultados con los que existen ya en la literatura, permiten ubicar este evento en el Pérmico Medio-Superior. Pese a que una parte de los datos geocronológicos disponibles en la actualidad (incluidos algunos realizados en este trabajo) arrojan edades más antiguas, las dataciones realizadas con los métodos más precisos (Ar-Ar y U-Pb en circón) apuntarían más bien a una edad en el rango 250-264 Ma. Sumando las edades obtenidas en este trabajo, se tiene que, del conjunto de datos disponibles, más de la mitad están incluidos en dicho rango, lo que afianza la ubicación del magmatismo alcalino dentro de dicho periodo. Con los datos actuales, los diques alcalinos básicos (lamprófidos y diabasas) y más ácidos (pórfitos monzo-sieníticos) parecen coetáneos, lo que refuerza su consanguinidad.

23. De la comparación del magmatismo alcalino de edad Pérmico de la Península Ibérica (Pirineos y SCE) se deduce que las manifestaciones de afinidad calcoalcalinas finalizan en estos sectores en torno a 275-285 Ma, apareciendo con posterioridad el evento alcalino. Estas rocas alcalinas se caracterizan por composiciones isotópicas que implican la participación de áreas fuentes situadas en la astenosfera o en la base de la litosfera (aunque en algunos casos los fenómenos de contaminación puedan variar dichas relaciones).

24. El modelo propuesto para la evolución geodinámica bajo el SCE sitúa el magmatismo alcalino en un ambiente tectónico extensivo caracterizado por el desarrollo de un profundo sistema de fallas con direcciones principales N-S que pueden asimilarse a un proceso de rifting intra-continental a finales del Pérmico. El progresivo adelgazamiento de la litosfera tras la colisión Hercínica y el ascenso de la astenosfera producirían, finalmente, la fusión del manto como consecuencia de un fenómeno de descompresión adiabática. Dicha fusión tiene lugar en dos niveles bien distintos. Por un lado se generarían magmas enriquecidos dentro de la astenosfera. Estos mismos magmas, o fundidos astenosféricos previos, podrían inducir un fenómeno de metasomatismo en la base de la litosfera. Aquí se produciría el segundo

tipo de magmas alcalinos. Los diques ascenderían hasta acumularse en cámaras magmáticas en la base de la corteza, donde fraccionarían (fundamentalmente olivino, clinopiroxeno y anfíbol), formándose, a su vez, los enclaves acumulados de clinopiroxenitas hidratadas (tipo III) y de hornblenditas (tipo IV), así como los megacristales de anfíbol, plagioclasa, clinopiroxeno púrpura y espinela negra. El resto de xenolitos (enclaves alterados, tipo I, y piroxenitas con espinela, tipo II) y xenocristales (clinopiroxenos incoloros y espinelas verdes) corresponderían con fragmentos arrancados por el fundido durante su ascenso hasta niveles cercanos a la superficie. El carácter acumulado y subalcalino de estos fragmentos hace pensar que pueden corresponder con un evento previo de *underplating* magmático ligado, quizá, al magmatismo calcoalcalino que genera las *suites* Gb2 y Gb3 que afloran en el SCE.

CONCLUSIONS

SCS LAMPROPHYRES AND DIABASES

1. The basic alkaline dykes which crosscut the SCS granitic and metamorphic basement can be classified, according to their petrography, in camptonitic lamprophyres (due to presence of clinopyroxene, amphibole and phlogopite phenocrysts, absence of felsic phenocrysts and predominance of plagioclase over alkaline feldspar in the groundmass) and diabases (with olivine and plagioclase phenocrysts and kaersutite and plagioclase megacrysts).

2. According to their major element composition, the lamprophyres and diabases are basic to ultrabasic, alkaline rocks. They can be divided in sodic (the diabases have $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) and potassic dykes (the lamprophyres have $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$). The low Mg# and Cr-Ni contents indicate that they do not represent primary mantle derived magmas. Major element compositional evolution points to clinopyroxene and olivine crystal fractionation.

3. The presence, in some dykes, of clinopyroxene phenocrysts with Na-Fe rich cores and reverse zoning, with rims with a similar composition to that of the normal zoning clinopyroxenes and the groundmass clinopyroxenes, indicate crystallisation from a more evolved magma within a deep magma chamber and incorporation of the different clinopyroxene cores to the lamprophyric magma.

4. Ocelli and vesicles, which are common in these dykes, seems to be related with the final stages of crystallisation of the magma (liquid immiscibility and segregation).

5. The incompatible trace elements enrichment of these rocks implies derivation from partial melting of a metasomatised mantle source. Their incompatible trace element ratios are similar to the OIB. The whole rock and isotopic chemistry do not show traces of assimilation or contamination by crustal rocks and the characteristic Nb-Ta positive anomaly and the absence of a Pb positive anomaly indicate that no orogenic component was involved in their genesis.

6. High $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$ are in accordance with residual garnet in the mantle source, whilst the high K-content together with the lack of a K negative anomaly in the alkaline lamprophyres and diabases, point to total consumption of phlogopite or amphibole. The P-Th-U negative anomalies which these dykes usually show indicate, also, presence of residual apatite in the mantle.

7. The isotopic composition of the alkaline basic dykes gives rise to two different groups: a depleted PREMA-like composition and a more enriched BSE-like signature. This implies that two different mantle sources have been recorded. The depleted source could correspond with the asthenosphere, whilst the isotopically enriched non-orogenic signature could be derived by melting of the base of the lithosphere (previously metasomatised by volatile and trace element enriched magmas).

SCS MONZO-SYENITIC PORPHYRIES

8. These dykes show abundant plagioclase, amphibole, biotite, alkaline feldspar and Ti-Fe oxide phenocrysts, embedded in a feldspar-rich red matrix. Their chemistry is characteristically alkaline, showing

a marked heterogeneous composition with wide variation ranges.

9. Changes in petrography and chemistry from basic to acid terms are clearly related to a crystal fractionation process. We have considered a fractional crystallisation model divided in two stages, with 55% and 75-80% fractionation, respectively, involving separation of plagioclase, amphibole, biotite, alkaline feldspar, Ti-magnetite and apatite. The isotopic heterogeneity of these monzo-syenitic dykes could be related to low degrees of assimilation (close to 10%) of lower crustal rocks with a composition similar to that of the metapelitic xenoliths carried by the alkaline lamprophyres, as deduced from a AFC model.

10. The incompatible trace element ratios of the monzo-syenitic dykes are similar to those of the alkaline lamprophyres and diabases, suggesting that the porphyries have differentiated from the lamprophyric melts or from magmas derived by partial melting of similar mantle sources.

11. The isotopic signatures of the monzo-syenitic porphyries are similar to those of the enriched group of lamprophyres (BSE-like), and point to a genetic link between both groups. The close association of lamprophyres and porphyries and the abundance of feldspatic ocelli within the basic alkaline suite, suggest that the monzo-syenitic dykes could have derived from the lamprophyric melt by fractional crystallization.

MEGACRYSTS AND MAFIC AND ULTRAMAFIC XENOLITHS FORM THE SCS

12. The mafic and ultramafic xenoliths carried by the alkaline lamprophyres and diabases of the SCS can be divided in four groups: 1) altered xenoliths (I), 2) Sp-pyroxenites (II), 3) hydrated clinopyroxenites (III) and 4) hornblendites (IV). The absence of olivine and the abundance of clinopyroxene are a common characteristic that makes clear that they do not represent fragments from a typical lherzolitic mantle.

13. The altered xenoliths (type I) show recrystallisation textures and up to 86% of secondary minerals. Their normative composition indicates that they were orthopyroxenites in origin, though they only preserve fresh diopsidic clinopyroxene, brown spinel and pargasitic amphibole. Major element composition of these phases is characterised by high Cr and Mg contents.

14. Incompatible trace element composition of the clinopyroxene and amphibole from the altered xenoliths is higher than the normal values for minerals of typical peridotites and cumulate clinopyroxenites. This composition represents a metasomatic event which may be caused by a carbonated melt, a silicate melt and a hydrous fluid. The three metasomatic agents may be genetically related due to differentiation from a unique magma which fractionates while percolating through the wall rock. This original volatile-rich melt is likely to be related to the Permian alkaline magmatism of the SCS.

15. The isotopic composition of the altered xenoliths is enriched in radiogenic Sr, but show positive Nd values. The abundance of normative orthopyroxene, together with their isotopic ratios, points to a possible genetic linkage between these ultramafic xenoliths and the calc-alkaline Gb2-Gb3 suites of Villaseca et al. (2004), which would have been metasomatised by the Permian alkaline magmas.

16. Sp-pyroxenites (type II xenoliths) show recrystallisation textures and a major element and trace element chemistry similar to igneous cumulates formed at depth (high Ti-Al and convex upward REE normalised patterns).

17. P-T estimations on the mafic and ultramafic xenoliths of the SCS, based on mineral (amphibole and clinopyroxene) chemistry, yield general pressures in the range 8-12 kbar, which indicate provenance from the lower crust-upper mantle boundary.

18. Sp-pyroxenites isotopic composition show two different signatures: depleted PREMA-like and

enriched BSE-like. The depleted field is similar to the isotopic composition of the hornblendites and the isotopically depleted alkaline rocks from the SCS (including their host dykes), suggesting a close origin for all these materials. Nevertheless, the enriched Sp-pyroxenites show a more Sr radiogenic composition than their alkaline host dykes, and they are interpreted as cumulates derived from a previous basic magmatism.

19. Hydrated clinopyroxenites (type III xenoliths) have clinopyroxenes with solid-state textures and hydrated minerals (amphibole and phlogopite) with magmatic textures. All their mineral phases show high contents of Mg, Cr and Ti. Thus, these xenoliths are interpreted as magmatic cumulates from the alkaline Permian magmatism, which would have equilibrated within the lower crust, and could have been affected by modal metasomatism due to the entry of the alkaline magmas.

20. Hornblendites (type IV xenoliths) show magmatic textures and a very heterogeneous modal composition. Major and trace elements mineral composition is in accordance with a cumulate origin from alkaline melts. The isotopic composition of these xenoliths is always similar their host dykes, indicating that they are closely related to the Permian alkaline magmatism.

21. Uncoloured clinopyroxene and green spinel xenocrysts are petrographically and chemically similar the Sp-pyroxenite minerals, so they can be considered fragments derived from these rocks. On the other hand, the amphibole, plagioclase and purple clinopyroxene megacrysts and the black spinel macrocrysts show similarities with the hornblendites mineral phases; but, due to their large size (sometimes > 2 cm), they are interpreted as magmatic phases crystallised at depth within the magma chamber from the alkaline magmas.

GEOCHRONOLOGY AND GEODINAMIC SETTING

22. Dates obtained by K-Ar method and Rb-Sr isochron yield a wide range which does not allow us to precise the age of the Permian alkaline magmatism. Nevertheless, most of the geochronological data available for this magmatic event (considering literature data and including Ar-Ar and U-Pb in zircon dating) fall within the narrow range 250-265 Ma, which indicate Mid to Upper Permian intrusion. Basic (lamprophyres) and more acid (monzo-syenitic porphyries) dykes show similar ages, which reinforces the consanguinity of both suites.

23. Comparison of the alkaline magmatism of the SCS and the Pyrenees put forward a 275-280 Ma upper limit for the calc-alkaline post-Hercynian magmatism, being the alkaline event younger. The isotopic composition of the alkaline rocks, in both sectors of the Iberian Peninsula, is in accordance with the involvement of asthenospheric and lithospheric sources.

24. The geodynamic model here proposed considers that the alkaline dykes of the SCS would intrude within an extensive tectonic context, and would be related to a deep fault system during Mid to Upper Permian (intra-continental rifting). Lithosphere thinning and asthenosphere uplift after Hercynian collision would induce partial melting at different levels due to adiabatic decompression. We do not favour the mantle-plume hypothesis, due to the scarce magma volume represented by this rocks. Magmas generated within the asthenosphere and a previously metasomatised deep lithosphere would ascend and stop at the base of the crust giving rise to different cumulate xenoliths and megacrysts. They would also trap granulitic and ultramafic xenoliths from the lower crust or the crust-mantle boundary prior to their intrusion. These latter ultramafic xenoliths may represent a previous calco-alkaline underplating event affected (metasomatised) by the alkaline magmas.

VII. BIBLIOGRAFÍA

- Adam, J. y Green, T.H. (1994). The effects of pressure and temperature on the partitioning of Ti, Sr and REE between amphibole, clinopyroxene and basanitic melts. *Chem. Geol.* **117**, 219-233.
- Adam, J., Green, T.H. y Sie, S.H. (1993). Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chem. Geol.* **109**, 29-49.
- Alibert, C. (1985). A Sr-Nd isotope and REE study of Late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana dyke (Spain and Portugal). *Earth Planet. Sci. Lett.* **73**, 81-90.
- Allègre, C.J. y Turcotte, D.L. (1986). Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* **323**, 123-127.
- Allen, C.M. y Chappell, B.W. (1992). Association of I-type granites with rift related alkalic magmatism in central coastal Queensland, Australia. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* **24**, 43.
- Allen, J.C., Boettcher, A.L. y Marland, G. (1975). Amphiboles in andesite and basalt; I, Stability as a function of P-T- f_{O_2} . *Am. Mineral.* **60**, 1069-1085.
- Andersen, T., Griffin W.L. y O'Reilly, S.Y. (1987). Primary sulphide melt inclusions in mantle derived megacrysts and pyroxenites. *Lithos* **20**, 279-294.
- Andronikov, A.V. y Foley, S.F. (2001). Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area. *Chem. Geol.* **175**, 291-305.
- Aoki, K. y Kushiro, I. (1968). Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contrib. Mineral. Petrol.* **18**, 326-337.
- Arenillas, M., Saavedra, J.A. y Arribas, A. (1975). Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Ávila. *Bol. Geol. Min. España* **86**, 233-243.
- Arndt, N., Lehnert, K. y Vasil'ev, Y. (1995). Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle. *Lithos* **34**, 41-59.
- Arnold, J., Jacoby, W.R., Schmeling, H. y Schott, B. (2001). Continental collision and the dynamic and thermal evolution of the Variscan orogenic crutal root - numerical models. *J. Geodynamics* **31**, 273-291.
- Arth. J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. U. S. Geol. Surv.* **4**, 41-47.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1975). Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* **25**, 139-171.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1305-1320.
- Augustithis, S.S. (1978). Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Elsevier, Amsterdam, 323 pp.
- Aulbach, S., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y McCandless, T.E. (2004). Genesis and evolution of the lithospheric mantle beneath the Buffalo Head Terrane, Alberta (Canada). *Lithos* **77**, 413-451.
- Auricchio, C., Federico, M. y Gianfagna, A. (1988). Clinopyroxene chemistry of the high-potassium suite from the Alban Hills, Italy. *Mineral. Petrol.* **39**, 1-19.

- Ayers, J. (1998). Trace element modeling of aqueous fluid- peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* **132**, 390-404.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M. y Varet, J. (1975). A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina Centre, (Afar Rift, Ethiopia). *J. Petrol.* **16**, 22-56.
- Barker, F., Wones, D.R., Sharp, W.N. y Desborough, G.A. (1975). The Pikes Peak batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precamb. Res.* **2**, 97-160.
- Barnes, S.J. y Roeder, P.L. (2001). The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2279-2302.
- Baxter, A.N. (1987). Petrochemistry of late Palaeozoic alkali lamprophyre dykes from N Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* **77**, 267-277.
- Bea, F. (2004). La naturaleza del magmatismo de la Zona Centroibérica: consideraciones generales y ensayo de correlación. En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 128-133.
- Bea, F. y Corretge, L.G. (1986). Petrography, geochemistry and differentiation models of lamprophyres from Sierra de Gredos, central Spain. *Hercynica* **2**, 1-15.
- Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999). Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila batholith; a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *J. Geol.* **107**, 399-419.
- Bea, F., Villaseca, C. y Bellido, F. (2004). El batolito de Ávila (Sistema Central Español). En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 101-110.
- Beard, A.D., Downes, H., Vetrin, V., Kempton, P.D. y Maluski, H. (1996). Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* **39**, 93-119.
- Beattie, P. (1993). The effect of partial melting of spinel peridotite on uranium series disequilibria: constraints from partitioning studies. *Earth Planet. Sci. Lett.* **177**, 379-391.
- Beccaluva, L., Bonadiman, C., Coltorti, M., Salvini, L. y Siena, F. (2001). Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto volcanic province. *J. Petrol.* **42**, 173-187.
- Bédard, J.H. (1994). Mesozoic east North American alkaline magmatism: part 1. Evolution of Montereian lamprophyres, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 95-112.
- Bédard, J.H. y Francis, D.M.J. (1988). Petrology and pyroxene chemistry of Montereian dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres. *Can. J. Earth Sci.* **25**, 2041-2058.
- Bedini, R.M., Bodinier, J.L., Dautria, J.M. y Morten, L. (1997). Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: a case study from the East Africa Rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* **153**, 67-83.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. y Fisher, N.I. (2002). Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *J. Geochem. Explor.* **76**, 45-69.
- Bender, J.F., Hanson, G.N. y Bence, A.E. (1982). The Cortlandt complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**.
- Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S. y Dupuy, C. (1991). Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **103**, 190-199.
- Best, M.G. (1974). Mantle-derived amphibole within inclusions in alkali basaltic lavas. *J. Geoph. Res.* **79**, 2107-2113.

- Binns, R.A., Duggan, M.B. y Wilkinson, J.F.G. (1970). High pressure megacrysts in alkaline lavas from north eastern New South Wales. *Am. J. Sci.* **269**, 132-168.
- Bixel, F. (1988). Le volcanisme stéphano-permien des Pyrénées Atlantiques. *Bulletin Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* **12**, 661-706.
- Blundy, J.D. y Wood, B.J. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **55**, 193-209.
- Bodinier, J.L., Fabries, J., Lorand, J.P., Dostal, J. y Dupuy, C. (1987a). Geochemistry of amphibole pyroxenite veins from the Lherz and Freychinede ultramafic bodies (Aeriege, French Pyrenees). *Bull. Mineral.* **110**, 345-358.
- Bodinier, J.L., Guiraud, M., Fabries, J., Dostal, J. y Dupuy, C. (1987b). Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lherz, Freychinede and Prades ultramafic bodies (Ariege, French Pyrenees). *Geochim. Cosmochim. Acta* **51**, 279-290.
- Bodinier, J.L., Vasseur, G., Vernières, J., Dupuy, C. y Fabries, J. (1990). Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *J. Petrol.* **31**, 597-628.
- Bondi, M., Morten, L., Nimis, P., Rossi, P.L. y Tranne, C.A. (2002). Megacrysts and mafic-ultramafic xenolith-bearing ignimbrites from Sirwa Volcano, Morocco: phase petrology and thermobarometry. *Mineral. Petrol.* **75**, 203-222.
- Bonin, B. (1988). From orogenic to anorogenic environments: evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt* **68**, 301-311.
- Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* **78**, 1-24.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. y Ferrag, S. (1998). Alkali-calcic and alkaline post-orogenic PO granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* **45**, 45-70.
- Bottazzi, P., Tiepolo, M., Vannucci, R., Zanetti, A., Brumm, R., Foley, S.F. y Oberti, R. (1999). Distinct site preferences for heavy and light REE in amphibole and the prediction of $^{Amph/L}D_{REE}$. *Contrib. Mineral. Petrol.* **137**, 36-46.
- Bouabdli, A., Dupuy, C. y Dostal, J. (1988). Geochemistry of Mesozoic alkaline lamprophyres and related rocks from the Tamazert massif, High Atlas (Morocco). *Lithos* **22**, 43-58.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. y Phinney, D.L. (1995). Experimental determination of trace element partitioning between pargasitic amphibole and a synthetic hydrous andesitic melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **135**, 1-11.
- Brey, G.P. y Köhler, T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites; II, New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.* **31**, 1353-1378.
- Brice, J.C. (1975). Some thermodynamic aspects of the growth of strained crystals. *J. Cryst. Growth* **28**, 249-253.
- Brooks, C.K. y Platt, R.G. (1975). Kaersutite-bearing gabbroic inclusions and the late dike swarm of Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Mineral. Mag.* **40**, 259-283.
- Brooks, C.K. y Printzlau, I. (1978). Magma mixing in mafic alkaline volcanic rocks: the evidence from relict phenocrysts phases and other inclusions. *J. Vol. Geotherm. Res.* **4**, 315-331.
- Brown, P.E. y Becker, S.M. (1986). Fractionation, hybridisation and magma-mixing in the Kialineq centre East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.* **92**, 57-70.
- Bryan, W.B., Finger, L.W. y Chayes, F. (1969). Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science* **163**, 926-927.
- Cabanis, B. y Le Fur-Balouet, S. (1989). Les magmatismes stéphano-permiens des Pyrénées marqueurs de l'évolution géodynamique de la chaîne. *Bulletin Centres Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* **13**, 105-130.

- Canil, D. y Scarfe, C.M. (1990). Phase relationships in peridotite + CO₂ system up to 12 GPa: implications for the origin of kimberlites and carbonate stability in the Earth's upper mantle. *J. Geoph. Res.* **95**, 15805-15816.
- Capedri, S., Venturelli, G., Salvioli, M.E., Crawford, A.J. y Barbieri, M. (1989). Upper-mantle xenoliths and megacrysts in an alkali basalt from Tallante, south-eastern Spain. *Eur. J. Mineral.* **1**, 685-699.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J. y Yeghicheyan, D. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS; a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newsl.* **25**, 187-198.
- Carmichael, I.S.E., Lange, R.A. y Luhr, J.F. (1996). Quaternary minettes and associated volcanic rocks of Mascota, western Mexico: a consequence of plate extension above a subduction modified mantle wedge. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 302-333.
- Carstens, H. (1964). On the variolitic structure. *Norges Geologiske Undersokelse* **223**, 26-42.
- Casillas, R., Brandle, J.L., Huertas, M.J., Peinado, M., Perez-Soba, C. y Villaseca, C. (1991). Contenido y variación de las tierras raras en los granitoides Tardihercinicos de la Sierra de Guadarrama. *Bol. Soc. Esp. Min.* **14**, 261-271.
- Cebriá, J.M. y Wilson, M. (1995). Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: a common European asthenospheric reservoir? *Terra Abstr.* **7**, 162.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T. y Munha, J. (2003). Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); Implications on the Origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *J. Petrol.* **44**, 547-568.
- Chalapathi Rao, N.V., Gibson, S.A., Pyle, D.M. y Dickin, A.P. (2004). Petrogenesis of Proterozoic lamproites and kimberlites from the Cuddapah basin and Dharwar craton, Southern India. *J. Petrol.* **45**, 907-948.
- Chalot-Prat, F. y Boullier, A.M. (1997). Metasomatism in the subcontinental mantle beneath the eastern Carpathians (Romania): new evidence from trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.* **129**, 284-307.
- Chase, C.G. (1981). Oceanic island Pb: two stage histories and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **52**, 277-284.
- Chauvel, C., Hofmann, A.W. y Vidal, P. (1992). HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Chazot, G. (1998). Mantle amphiboles and mantle plumes. *Mineral. Mag.* **62A**, 316-317.
- Chazot, G., Menzies, M.A. y Harte, B. (1996). Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen: implications for wet melting of the lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 423-437.
- Clarke, S.P. y Mitchell, R.H. (1975). Mineralogy and petrology of the kimberlite from Somerset Island, N.W.T., Canada. *Phys. Chem. Earth* **9**, 123-136.
- Clement, C.R. (1975). The emplacement of some diatreme-facies kimberlites. *Phys. Chem. Earth* **9**, 51-59.
- Clement, C.R., Skinner, E.M.W. y Scott Smith, B.H. (1984). Kimberlite re-defined. *J. Geol.* **32**, 223-228.
- Cocherie, A., Rossi, P., Fanning, C.M. y Guerrot, C. (2005). Comparative use of TIMS and SHRIMP for U-Pb zircon dating of A-type granites and mafic tholeiitic layered complexes and dykes from the Corsican Batholith (France). *Lithos* **82**, 185-219.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F. y Upton, B.G.J. (1999). Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comoe, Indian Ocean. *J. Petrol.* **40**, 133-165.
- Cortesogno, L., Cassinis, G., Dallagiovanna, G., Gaggero, L., Oggiano, G., Ronchi, A., Seno, S. y Vanossi, M. (1998). The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia (Italy): a synthesis. *Lithos* **45**, 305-328.

- Coulson, I.M., Goodenough, K.M., Pearce, N.J.G. y Leng, M.J. (2003). Carbonatites and lamprophyres of the Gardar Province – a “window” to the sub-Gardar mantle? *Mineral. Mag.* **67**, 855-872.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R.J. (1979). The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London. 450 pp.
- Cuesta, A., Suárez, O. y Gallastegui, G. (1998). Caracterización geoquímica del magmatismo tardío en la Cordillera Cantábrica. *Bol. Soc. Esp. Min.* **21A**, 70-71.
- Dalpé, C. y Baker, D.R. (2000). Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 233-251.
- Damasceno, D., Scoates, J.S., Weis, D., Frey, F.A. y Giret, A. (2002). Mineral chemistry of mildly alkalic basalts from the 25 Ma mont Crozier section, Kerguelen archipelago: constraints on phenocrysts crystallization environments. *J. Petrol.* **43**, 1389-1413.
- Dautria, J.M., Liotard, J.M., Cabanes, N., Girod, M. y Briquieu, L. (1987). Amphibole-rich xenoliths and host alkali basalts; petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (central Sahara, southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.* **95**, 133-144.
- Davidson, J.P., Ferguson, K.M., Colucci, M.T. y Dungan, M.A. (1987). The origin of magmas from the San Pedro-Pellado complex, S. Chile: multi-component sources and open system evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* **100**, 429-445.
- Davidson, J.P., Dungan, M.A., Ferguson, K.M. y Colucci, M.T. (1988). Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: the San Pedro-Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology* **15**, 443-446.
- Dawson, J.B. (1982). Contrasting types of mantle metasomatism. *Terra Cognita* **2**, 232-233.
- Dawson, J.B. (1984). Contrasting types of upper-mantle metasomatism. En: Kornprobst, J. (Ed.), *Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships*. Elsevier, Amsterdam, 289-294.
- Dawson, J.B. (2002). Metasomatism and partial melting in upper-mantle peridotite xenoliths from the Lashaine volcano, northern Tanzania. *J. Petrol.* **43**, 1749-1777.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. y Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 -diagram and major-element analyses; its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.* **29**, 183-210.
- De Vicente, G., Vegas, R., Guimerà, J. y Cloetingh, S. (2004). Estructura alpina del antepaís Ibérico: Rasgos generales. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 589-592.
- Debon, F. y Zimmermann, J.L. (1993). Mafic dykes from some plutons of the western Pyrenean Axial Zone (France, Spain): markers of the transition from late-Hercynian to early-Alpine events. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt* **73**, 421-433.
- Demény, A. y Harangi, S. (1996). Stable isotope studies and processes of carbonate formation in Hungarian alkali basalts and lamprophyres: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. *Lithos* **37**, 335-349.
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**, 189-202.
- Dessai, A.G. y Vaselli, O. (1999). Petrology and geochemistry of xenoliths in lamprophyres from the Deccan Traps: implications for the nature of the deep crust boundary in western India. *Mineral. Mag.* **63**, 703-722.
- Destigneville, C., Schott, J., Caristan, Y. y Agrinier, P. (1991). Evidence of an early alteration process driven by magmatic fluid in Mururoa volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 119-139.
- Dias, G. y Leterrier, J. (1994). The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the

Hercynian Braga Granitoids Massif (Northern Portugal). *Lithos* **32**, 207-223.

- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P. y Bertrand, J.M. (1998). U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos* **45**, 349-369.
- Diaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J.R., González del Tánago, J. y Dunning, G.R. (1999). Tectonic evolution of the Careón ophiolite (Northwest Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *J. Geol.* **107**, 587-605.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sanchez, Y., Hoyos, M., Cebriá, J.M., Capote, R., Enrile, J.L.H., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A. y Sopeña, A. (1994). Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics* **238**, 95-116.
- Doblas, M., Oyarzun, R., López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Youbi, N., Mahecha, V., Lago, M., Pocoví, A. y Cabanis, B. (1998). Permo-Carboniferous volcanism in Europe and northwest Africa: a superplume exhaust valve in the centre of Pangaea? *J. African Earth Sci.* **26**, 89-99.
- Dobosi, G. y Fodor, R.V. (1992). Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. *Lithos* **28**, 133-150.
- Dobosi, G. y Jenner, G.A. (1999). Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, north Hungary: a study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Lithos* **46**, 731-749.
- Donaldson, C.H. y Reid, A.M. (1982). Multiple intrusion of a kimberlite dike. *Trans. Geol. Soc. S. Africa* **85**, 1-12.
- Dorais, M.J. (1990). Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: evidence for origin of silica-saturated alkaline rocks. *Am. Mineral.* **75**, 1092-1105.
- Dostal, J. y Owen, J.V. (1998). Cretaceous alkaline lamprophyres from northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. *Geol. Rundschau* **87**, 67-77.
- Dostal, J., Breitsprecher, K., Church, B.N., Thorkelson, D. y Hamilton, T.S. (2003). Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: Analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south central British Columbia. *J. Vol. Geotherm. Res.* **126**, 303-326.
- Downes, H. (1993). The nature of the lower continental crust of Europe; petrological and geochemical evidence from xenoliths. *Phys. Earth Planet. Inter.* **79**, 195-218.
- Downes, H. (2001). Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and central Europe. *J. Petrol.* **42**, 233-250.
- Downes, H. y Dupuy, C. (1987). Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth Planet. Sci. Lett.* **82**, 121-135.
- Downes, H., Upton, B.G.J., Handisyde, E. y Thirlwall, M.F. (2001). Geochemistry of mafic and ultramafic xenoliths from Fidra (Southern Uplands, Scotland): implications for lithospheric processes in Permo-Carboniferous times. *Lithos* **58**, 105-124.
- Downes, H., Kostoula, T., Jones, P., Beard, D., Thirlwall, F. y Bodinier, J.L. (2002). Geochemistry and Sr-Nd isotopic compositions of mantle xenoliths from the Monte Vulture carbonatite-melilitite volcano, central southern Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 78-93.
- Downes, H., Reichow, M.K., Mason, P.R.D., Beard, A.D. y Thirlwall, M.F. (2003). Mantle domains in the lithosphere beneath the French Massif Central: trace element and isotopic evidence from mantle clinopyroxenes. *Chem. Geol.* **200**, 71-87.
- Downes, H., Macdonald, R., Upton, B.G.J., Cox, K.G., Bodinier, J.L., Mason, P.R.D., James, D., Hill, P.G. y Hearn, B.C. (2004). Ultramafic xenoliths from the Bearpaw mountains, Montana, USA: evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton. *J. Petrol.* **45**, 1631-1662.

- Drever, H.I. (1960). Immiscibility in the picritic intrusion at Igdlorsuit, West Greenland. *21st Internat. Geol. Cong.* **13**, 47-58.
- Droop, G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.* **51**, 431-435.
- Dubinska, E., Bylina, P., Baginski, B., Kapron, G. y Kozłowski, A. (2004). Geochemistry and mineralogy of Rotliegend metavolcanic mafic rocks from Poland: pervasive low-grade metamorphism versus parent rock signature. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M., y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 393-413.
- Ducea, M. (2001). The California Arc; thick granitic batholiths, eclogitic residues, lithospheric-scale thrusting, and magmatic flare-ups. *GSA Today* **11**, 4-10.
- Ducea, M.N. y Saleeby, J.B. (1998). The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.* **133**, 169-185.
- Duda, A. y Schmincke, H.-U. (1985). Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG). *Contrib. Mineral. Petrol.* **91**, 340-353.
- Dunn, A.M., Reynolds, P.H., Clarke, D.B. y Ugidos, J.M. (1998). A comparison of the age and composition of the Sherburne Dyke, Nova Scotia, and the Messejana Dyke, Spain. *Can. J. Earth Sci.* **35**, 1110-1115.
- Eby, G.N. (1980). Minor and trace element partitioning between immiscible ocelli-matrix pairs from lamprophyre dykes and sills, Monteregian Hills petrographic province, Quebec. *Contrib. Mineral. Petrol.* **75**, 269-278.
- Edgar, A.D., Condcliffe, E., Barnett, R.L. y Shirran, R.J. (1980). An experimental study of an olivine ugandite magma and mechanism for the formation of its K-enriched derivatives. *J. Petrol.* **21**, 475-497.
- Edgar, A.D., Pizzolato, L.A. y Butler, G.M. (1994). Petrology of the ultramafic lamprophyre and associated rocks at Coral Rapids, Abitibi River, Ontario. *Can. J. Earth Sci.* **31**, 1325-1334.
- Ellam, R.M. y Cox, K.G. (1991). An interpretation of Karoo picrite basalts in terms of interaction between asthenospheric magma and the mantle lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* **10**, 330-342.
- Erlank, A.J., Waters, F.G., Hawkesworth, C.J., Haggerty, S.E., Allsopp, H.L., Rickard, R.S. y Menzies, M. (1987). Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley pipes, South Africa. En: Menzies, M. y Hawkesworth C.J. (Eds.), Mantle metasomatism. Academic Press, London, 221-309.
- Ernst, R.E. y Buchan, K.L. (1997). Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and mantle plumes. En: Mahoney, J.J. y Coffin M.F. (Eds.), Large Igneous Provinces. Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. *AGU Geophysical Monograph*, **100**, 297-333.
- Escuder, J., Hernáiz, P.P., Valverde, P., Rodríguez, R. y Dunning, G. (1998). Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics* **290**, 87-109.
- Escuder, J., Díez Balda, M.A., Rubio, F.J., González, J.M., Barbero, L., Martínez, D., Villar, P. y Martínez Catalán, J.R. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estructura: la extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. En: Vera, J.A. (Ed.), Geología de España. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 87-92.
- Ewart, A. y Griffin, W.L. (1994). Application of Proton-Microprobe Data to Trace-Element Partitioning in Volcanic-Rocks. *Chem. Geol.* **117**, 251-284.
- Faerfeth, R.B. (1978). Mantle-derived xenoliths and megacrysts from Permo-Triassic dykes, Sunnhordland, western Norway. *Lithos* **11**, 23-25.
- Faure, M. (1995). Late orogenic Carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* **14**, 132-153.
- Féménias, O., Coussaert, N., Bingen, B., Whitehouse, M., Mercier, J.C.C. y Demaiffe, D. (2003). A Permian

- underplating event in late- to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic-ultramafic layered xenoliths from Beaunit (French Massif Central). *Chem. Geol.* **199**, 293-315.
- Ferguson, J. y Currie, K.L. (1971). Evidence of liquid immiscibility in alkaline ultrabasic dykes at Callander Bay, Ontario. *J. Petrol.* **12**, 561-585.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A. y Ramalho, E. (1998). Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regimen in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* **291**, 29-53.
- Fernández Suárez, J., Jeffries, T.E., Whitehouse, M.J., Arenas, R. y Villaseca, C. A U-Pb geochronological study of zircons from lower crustal xenoliths of the Spanish Central system: a record of Iberian lithospheric evolution from the Neoproterozoic to the Triassic. *J. Geol. (remitido)*.
- Ferreira, V.P., Sial, A.N. y Whitney, J.A. (1994). Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos* **33**, 285-302.
- Fitton, J.G., James, D., Kempton, P.D., Ormerod, D.S. y Leeman, W.P. (1988). The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. *J. Petrol.* Special Lithosphere Issue, 331-349.
- Fitton, J.G. y Upton, B.G.J. (1987). Introduction. En: Fitton, J.G. y Upton B.G.J. (Eds.), Alkaline igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, Oxford, ix-xiv.
- Fleet, M.E. y Pan, Y. (1997). Rare earth elements in apatite: Uptake from H₂O-bearing phosphate-fluoride melts and the role of volatile components. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 4745-4760.
- Foley, S.F. (1984). Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos* **17**, 127-137.
- Foley, S.F. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos* **28**, 187-204.
- Foley, S.F. (1993). An experimental study of olivine lamproite: first results from the diamond stability field. *Geochim. Cosmochim. Acta* **57**, 483-489.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. y Toscani, L. (1987). The ultrapotassic rocks; characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Sci. Rev.* **24**, 81-134.
- Foley, S.F., Jackson, S.E., Fryer, B.J., Greenough, J.D. y Jenner, G.A. (1996). Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 629-638.
- Freestone, I.C. (1978). Liquid immiscibility in alkali-rich magmas. *Chem. Geol.* **23**, 115-123.
- Frey, F.A. (1980). The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Crater, Oahu, Hawaii; trace element evidence. *Am. J. Sci.* **280A**, 427-449.
- Frey, F.A. y Prinz, M. (1978). Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona; petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **38**, 129-176.
- Frey, F.A., García, M.O., Wise, W.S., Kennedy, A., Gurriet, P. y Albarede, F. (1991). The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkali basalts. *J. Geoph. Res.* **96**, 14347-14375.
- Fryer, B.J., Jackson, S.E. y Longerich, H.P. (1995). The design, operation and role of the laser-ablation microprobe coupled with an inductively coupled plasma mass spectrometer (LAM-ICP-MS) in the earth sciences. *Can. Mineral.* **33**, 303-312.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M. y Aoki, K. (1984). Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses. *J. Geoph. Res.* **89**, 662-672.
- Fúster, J.M. (1955). Transformaciones metasomáticas de los diques diabásicos y lamprofidicos de la Sierra de Guadarrama. *Bol. Real Soc. Esp. His. Nat.* **53**, 99-128.

- Fúster, J.M. y Ibarrola, E. (1951). Rocas de España Central IV: Pórfidos y lamprófidios magmáticos de La Granja (Segovia). *Est. Geol.* **10**, 193-224.
- Galindo, C., Huertas, M.J. y Casquet, C. (1994). Cronología Rb-Sr y K-Ar de diques de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). *Geogaceta* **16**, 23-26.
- Gamble, R.P. y Taylor, L.A. (1980). Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.* **47**, 21-33.
- Gerasimovsky, V.I. (1974). Trace elements in selected groups of alkaline rocks. En: Sorensen, H. (Ed.), The alkaline rocks. John Willey & Sons, London, 402-12.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leat, P.T., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Dickin, A.P. y Mitchell, J.G. (1993). Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande Rift, USA: monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. *J. Petrol.* **34**, 187-228.
- Gibson, S.A., Thompson, R.N., Leonardos, O.H., Dickin, A.P. y Mitchell, J.G. (1995). The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.* **36**, 189-229.
- Gisbert, J. (1983). El Pérmico de los Pirineos Españoles. En: Martínez Díaz, C. (Ed.), Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. ITGE, Madrid, 403-419.
- Gourgaud, A. y Vicent, P.M. (2004). Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *J. Vol. Geotherm. Res.* **129**, 261-290.
- Green, D.H. (1971). Composition of basaltic magmas as indicator of conditions of origin: applications to oceanic volcanism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **268**, 707-725.
- Green, D.H. (1973). Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* **17**, 456-465.
- Green, D.H. y Hibberson, W. (1970). Experimental duplication of conditions of precipitation of high pressure phenocrysts in a basaltic magma. *Phys. Earth Planet. Inter.* **3**, 247-254.
- Green, D.H. y Wallace, M.E. (1988). Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* **336**, 459-462.
- Green, T.H. (1995). Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chem. Geol.* **120**, 347-359.
- Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y. y Giret, A. (2000). Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *J. Petrol.* **41**, 477-509.
- Grégoire, M., Bell, D.R. y Le Roex, A.P. (2003). Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history. *J. Petrol.* **44**, 629-637.
- Greig, J.W. (1927). Immiscibility in silicate melts. *Am. J. Sci.* **13**, 133-154.
- Griffin, W.L., Wess, S.Y. y Hollis, J.D. (1984). Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk maars, Victoria, Australia; petrology of a sub-continental crust-mantle transition. *J. Petrol.* **25**, 53-87.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S. y Stabile, A. (1988). Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia II: isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolites and Al-augite pyroxenites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 449-459.
- Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Ryan, C.G. (1999). The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. En: Fei, Y., Bertka C.M. y Mysen B.O. (Eds.), Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation; a tribute to Francis R. (Joe) Boyd. *Geochemical Society Spec. Publ.* **6**. Penn, Lancaster, 13-45.
- Grove, T.L. y Bence, A.E. (1979). Crystallization kinetics in a multiply saturated basalt magma: an experimental study of Luna 24 ferrobalt. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Sciences Conference*, 439-478.

- Gupta, A.K. y Fyfe, W.F. (2003). The young potassic rocks. Ane Books, New Delhi, 370 pp.
- Gurney, J.J. y Berg, G.W. (1969). Potassium, rubidium and cesium in South African kimberlites and their peridotite xenoliths. *Geol. Soc. S. Africa Spec. Publ.* **2**, 417-427.
- Gutiérrez Marco, J.C., San José, M.A. y Pieren, A.P. (1990). Central-Iberian Zone. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. En: Dallmeyer, R.D. y Martínez García E. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Springer, Berlín. 160-171.
- Haase, K.M., Devey, C.W., Mertz, D.F., Stoffers, P. y Garbe-Schoenberg, D. (1996). Geochemistry of lavas from Mohs Ridge, Norwegian-Greenland Sea; implications for melting conditions and magma sources near Jan Mayen. *Contrib. Mineral. Petrol.* **123**.
- Halama, R., Waight, T. y Markl, G. (2002). Geochemical and isotopic zoning patterns of plagioclase megacrysts in gabbroic dykes from the Gardar Province, South Greenland: implications for crystallisation processes in anorthositic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.* **144**, 109-127.
- Halama, R., Marks, M., Brüggmann, G., Siebel, W., Wenzel, T. y Markl, G. (2004). Crustal contamination of mafic magmas: evidence from a petrological, geochemical and Sr-Nd-Os-O isotopic study of the Proterozoic Isortoq dike swarm, South Greenland. *Lithos* **74**, 199-232.
- Hart, S.R. y Dunn, T. (1993). Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contrib. Mineral. Petrol.* **113**, 1-8.
- Hart, S.R., Gerlach, D.C. y White, W.M. (1986). A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 1551-1557.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A. y Whitehead, J.A. (1992). Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.
- Harte, B. (1983). Mantle peridotites and processes: the kimberlite sample. En: Hawkesworth, C.J. y Norry M.J. (Eds.), Continental basalts and their xenoliths. Shiva, Nantwich, 46-92.
- Harte, B. (1987). Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. En: Nixon, P.H. (Ed.), Mantle xenoliths. Wiley, Chichester, 625-640.
- Harte, B., Winterburn, P.A. y Gurney, J.J. (1987). Metasomatic phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. En: Menzies, M. y Hawkesworth C.J. (Eds.), Mantle metasomatism. Academic Press, London, 145-220.
- Hartmann, G. y Wedepohl, K.H. (1990). Metasomatically altered peridotite xenoliths from the Hessian Depression (northwest Germany). *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 71-86.
- Hauri, E.H., Shimizu, N., Dieu, J. y Hart, S.R. (1993). Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* **365**, 221-227.
- Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., Taylor, P.N. y Palacz, Z. (1986). Evidence from the Parana of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature* **322**, 356-359.
- Hawkesworth, C.J., Kempton, P.D., Rogers, N.W., Ellam, R.M. y Van Calsteren, P.W. (1990). Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **96**, 256-268.
- Heeremans, M., Faleide, J.I. y Larsen, B.T. (2004). Late Carboniferous-Permian of NW Europe: an introduction to a new regional map. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 75-88.
- Hegner, E., Walter, H.J. y Satir, M. (1995). Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of megacrysts and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: source composition of small volume melts under SW Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 322-335.

- Hegner, E., Kölbl-Ebert, M. y Loeschke, J. (1998). Post-collisional Variscan lamprophyres (Black Forest, Germany): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ phlogopite dating, Nd, Pb, Sr isotope, and trace element characteristics. *Lithos* **45**, 395-411.
- Heinrich E.W., Levinson, A.A., Levandowski, D.W. y Hewitt, C.H. Studies in the natural history of micas. *University of Michigan, Engineering Research Institute. Ann Arbor. Project M978*.
- Herreros, V. (1998). Petrología y geoquímica de los granitoides del sector oriental de Gredos (Sistema Central Español). Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 384 pp.
- Hirschmann, M.M. y Stolper, E.M. (1996). A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 185-208.
- Ho, K.S., Chen, J.C., Smith, A.D. y Juang, W.S. (2000). Petrogenesis of two groups of pyroxenite from Tungchihsu, Penghu Islands, Taiwan Strait; implications for mantle metasomatism beneath SE China. *Chem. Geol.* **167**, 355-372.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S. y Graham, D. (1995). Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* **374**, 34-39.
- Hofmann, A.W. (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **90**.
- Hofmann, A.W. (2003). Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. En: Holland, H.D. y Turekian K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry 2. The mantle and Core*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 61-102.
- Hofmann, A. y White, W.M. (1982). Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. y White, W.M. (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **79**, 33-45.
- Holm, P.M. (1982). Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy. *Mineral. Mag.* **46**, 379-386.
- Huang, W.L. y Wyllie, P.J. (1981). Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *J. Geoph. Res.* **86**, 10515-10529.
- Huang, X.L., Xu, Y.G. y Liu, D.Y. (2004). Geochronology, petrology and geochemistry of the granulite xenoliths from Nushan, east China: implication for a heterogeneous lower crust beneath the Sino-Korean Craton. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68**, 127-149.
- Huertas, M.J. y Villaseca, C. (1994). Les derniers cycles magmatiques posthercyniens du système central espagnol: les essais filoniens calco-alcalins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **74**, 383-401.
- Hunter, R.H. y Upton, B.G.J. (1987). The British Isles; a Palaeozoic mantle sample. En: Nixon, P.H. (Ed.), *Mantle xenoliths*. Wiley, Chichester, 107-118.
- Ibarrola, E., Villaseca, C., Vialette, Y., Fúster, J.M., Navidad, M., Peinado, M. y Casquet, C. (1987). Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). En: Bea, F., Carnicero A., Gonzalo J.C., López Plaza M. y Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Rueda, Madrid, 377-383.
- Innocent, C., Briquieu, L. y Cabanis, B. (1994). Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension? *Tectonophysics* **238**, 161-181.
- Ionov, D.A. (1998). Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts. *J. Petrol.* **39**, 1931-1941.
- Ionov, D.A. y Hofmann, A.W. (1995). Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet. Sci. Lett.* **131**, 341-356.
- Ionov, D.A., Dupuy, C., O'Reilly, S.Y., Kopylova, M.G. y Genshaft, Y.S. (1993). Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth Planet. Sci.*

- Ionov, D.A., Griffin, W.L. y O'Reilly, S.Y. (1997). Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle. *Chem. Geol.* **141**, 153-184.
- Ionov, D.A., Bodinier, J.L., Mukasa, S.B. y Zanetti, A. (2002). Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *J. Petrol.* **43**, 2219-2259.
- Irving, A.J. (1974a). Geochemical and High Pressure Experimental Studies of Garnet Pyroxenite and Pyroxene Granulite Xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia. *J. Petrol.* **15**, 1-40.
- Irving, A.J. (1974b). Megacrysts from the Newer Basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia. *Bull. Geol. Soc. Am.* **85**, 1503-1514.
- Irving, A.J. (1980). Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. *Am. J. Sci.* **280A**, 389-426.
- Irving, A.J. y Frey, F.A. (1984). Trace element abundances in megacrysts and their host basalts; constraints on partition coefficients and megacryst genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 1201-1221.
- Ito, E., Harris, D.M. y Anderson, A.T. (1983). Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **47**, 1613-1624.
- Jang, Y.D. y Naslund, H.R. (2001). Major and trace element composition of Skaergaard plagioclase; geochemical evidence for changes in magma dynamics during the final stage of crystallization of the Skaergaard intrusion. *Contrib. Mineral. Petrol.* **140**, 441-457.
- Johnson, K.E., Davis, A.M. y Bryndzia, L.T. (1996). Contrasting styles of hydrous metasomatism in the upper mantle: an ion microprobe investigation. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1367-1385.
- Karmalkar, N.R., Griffin, W.L. y O'Reilly, S.Y. (2000). Ultramafic xenoliths from Kutch, northwest India: plume-related mantle samples? *Inter. Geol. Rev.* **42**, 416-444.
- Kelemen, P.B., Whitehead, J.A., Aharonov, E. y Jordahl, K.A. (1995). Experiments on flow focusing in soluble porous media, with application to melt extraction from the mantle. *J. Geoph. Res.* **100**, 475-496.
- Kempton, P.D. (1987). Mineralogic and geochemical evidence for differing styles of metasomatism in spinel lherzolite xenoliths: enriched mantle source regions of basalts. En: Menzies, M. y Hawkesworth C.J. (Eds.), *Mantle metasomatism*. Academic Press, New York, 45-89.
- Kempton, P.D., Downes, H., Sharkov, E.V., Vetrin, V.R., Ionov, D.A., Carswell, D.A. y Beard, A. (1995). Petrology and geochemistry of xenoliths from the northern Baltic Shield: evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane. *Lithos* **36**, 157-184.
- Keppler, H. (1996). Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature* **380**, 237-240.
- Keskin, M. (2002). FC-modeler: a Microsoft® Excel® spreadsheet program for modeling Rayleigh fractionation vectors in closed magmatic systems. *Comp. Geosci.* **28**, 919-928.
- Kirstein, L.A., Dunai, T.J., Davies, G.R., Upton, B.G.J. y Nikogosian, I.K. (2004). Helium isotope signature of lithospheric mantle xenoliths from the Permo-Carboniferous magmatic province in Scotland - no evidence for a lower-mantle plume. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B.T. (Eds.), *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 243-258.
- Klemme, S., Van der Laan, S.R., Foley, S.F. y Günther, D. (1995). Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **133**, 439-448.
- Kushiro, I. (1969). Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high

- pressures. *Mineralogical Society of America, Special Paper* **2**, 179-191.
- Lago, M., Arranz, E., Gil, A. y Pocovi, A. (2004a). Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana: Magmatismo asociado. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, 522-525.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004b). Lower Permian magmatism of the Iberian Chain, Central Spain, and its relationships to extensional tectonics. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B.T. (Eds.), *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 465-490.
- Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C. y Gil-Imaz, A. (2004c). Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees: a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B.T. (Eds.), *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 439-464.
- Lago, M., Galé, C., Arranz, E. y Gil, A. (2004a). La extensión post-varisca en la Cordillera Pirenaica: El magmatismo Pérmico. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, 271-272.
- Larsen, J.G. (1979). Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from Gardar Igneous province, South Greenland. *Lithos* **12**, 303-315.
- LaTourrette, T., Hervig, R.L. y Holloway, J.R. (1995). Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **135**, 13-30.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* **27**.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 pp.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. y Woolley, A.R. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can. Mineral.* **35**, 219-246.
- Lenoir, X., Garrigo, C.J., Bodinier, J.L. y Dautria, J.M. (2000). Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.* **181**, 359-375.
- Litasov, K.D., Foley, S.F. y Litasov, Y.D. (2000). Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene microbasalt. *Lithos* **54**, 83-114.
- Litvinovsky, B.A., Zanzilevich, A.N., Wickham, S.M. y Steele, I.M. (1999). Origin of syenitic magmas from anorogenic granitoid series: syenite-granitic series from Transbaikalia. *Petrology* **7**, 483-508.
- Litvinovsky, B.A., Jahn, B.M., Zanzilevich, A.N. y Shadaev, M.G. (2002). Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia. *Lithos* **64**, 97-130.
- Lubala, R.T., Frick, C., Rogers, J.H. y Walraven, F. (1994). Petrogenesis of syenites and granites of the Schiel Alkaline Complex, Northern Transvaal, South Africa. *J. Geol.* **102**, 307-316.

- Lucido, G. (1981). Silicate liquid immiscibility in alkaline rocks of western Sicily. *Chem. Geol.* **31**, 334-346.
- Lucido, G., Nuccio, P.M., Leone, G. y Longinelli, A. (1980). Amygdaloidal basalts: Isotopic and petrographic evidence for non-diagenetic crustal source of carbonate inclusions. *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.* **27**, 113-128.
- Ludwig, K.R. (1999). User's Manual for Isoplot/Ex Version 2. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Pub.* **1a**. Berkeley. 47 pp.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T. y Patchett, P.J. (1993). Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos* **29**, 295-302.
- MacKenzie, D.E. y White, A.J.R. (1970). Phonolite globules in basanite from Kiandra, Australia. *Lithos* **3**, 309-317.
- Mahoney, J., Nicollet, C. y Dupuy, C. (1991). Madagascar basalts: tracking oceanic and continental sources. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 350-363.
- Mahood, G.A. y Stimac, J.A. (1990). Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2257-2276.
- Malpas, J., Foley, S.F. y King, A.F. (1986). Alkaline mafic and ultramafic lamprophyres from the Aillik Bay area, Labrador. *Can. J. Earth Sci.* **23**, 1902-1918.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (2004). Zona Centroibérica: Introducción. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 68-69.
- Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M.A., Macaya, J., González, F., Martínez Catalán, J.R. y Vegas, R. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. Estructura: el acortamiento varisco inicial. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 84-87.
- Mata, J. y Munhá, J. (1986). Geochemistry of some late-variscan calc-alkaline lamprophyres from the Ossa-Morena zone (Elvas, Central Portugal). *Comuni. Serv. Geol. Portugal* **72**, 9-31.
- Matte, P. (1986). La chaîne Varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Geol. France* **8**, 9-24.
- Maury, R., Defant, C. y Joron, M.J. (1992). Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippines xenoliths. *Nature* **360**, 660-661.
- Maza, M., Briquieu, L., Dautria, J.M. y Bosch, D. (1998). Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar Central, Sud Algérie): témoin de la transition au Cénozoïque entre les magmatismes tholéitique et alcalin. Évidences par les isotopes du Sr, Nd et Pb. *C. R. Géosciences* **327**, 167-172.
- McDonough, W.F. (1990). Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**, 1-18.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- McKenzie, D. (1989). Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **95**, 53-72.
- McKenzie, D.P. y O'Nions, R.K. (1983). Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* **301**, 229-231.
- McKenzie, D.P. y O'Nions, R.K. (1991). Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* **32**, 1021-1091.
- McKenzie, D.P. y O'Nions, R.K. (1995). The source regions of ocean island basalts. *J. Petrol.* **36**, 133-159.
- Meen, J.K., Eggler, D.H. y Ayers, J.C. (1989). Evidence for very low solubility of REE in CO₂-rich fluids at mantle conditions. *Nature* **340**, 301-303.
- Melluso, L., Sethna, S.F., D'Antonio, M., Javeri, P. y Bennio, L. (2002). Geochemistry and petrogenesis of sodic and potassic mafic alkaline rocks in the Deccan Volcanic Province, Mumbai Area (India). *Mineral. Petrol.* **74**, 323-342.

- Menzies, M.A. (1983). Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. En: Hawkesworth, C.J. y Norry M.J. (Eds.), *Continental basalts and their xenoliths*. Shiva, Nantwich, 92-110.
- Menzies, M.A. (1987). Alkaline rocks and their inclusions: a window on the Earth's interior. En: Fitton, J.G. y Upton B.G.J. (Eds.), *Alkaline igneous rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 15-27.
- Menzies, M.A. y Chazot, G. (1995). Fluid processes in diamond to spinel facies shallow mantle. *J. Geodynamics* **20**, 387-415.
- Menzies, M.A., Kempton, P.D. y Dungan, M. (1985). Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *J. Petrol.* **26**, 663-693.
- Menzies, M.A., Rogers, N., Tindle, A. y Hawkesworth, C.J. (1987). Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. En: Menzies, M.A. y Hawkesworth C.J. (Eds.), *Mantle metasomatism*. Academic Press, New York, 313-361.
- Mercier, J.C.C. (1980). Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics* **70**, 1-37.
- Michael, P.J. (1988). The concentration, behavior and storage of H₂O in the suboceanic upper mantle: implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 555-566.
- Minster, J.F., Allègre, C.J. (1978). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: inverse problem of batch melting in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **68**, 37-52.
- Mitchell, R.H. (1984). Mineralogy and origin of carbonate-rich segregations in a composite kimberlite sill. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* **150**, 185-197.
- Mitchell, R.H. (1986). *Kimberlites*. Plenum Press, New York, 442 pp.
- Mitchell, R.H. (1995). *Kimberlites, Orangeites, and related rocks*. Plenum Press, Nueva York, 410 pp.
- Moghazi, A.K.M. (2003). Geochemistry of a Tertiary continental basalt suite, Red Sea coastal plain, Egypt: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *Geol. Mag.* **140**, 11-24.
- Moine, B.N., Cottin, J.Y., Sheppard, S.M.F., Gregoire, M., O'Reilly, S.Y. y Giret, A. (2000). Incompatible trace element and isotopic (D/H) characteristics of amphibole- and phlogopite-bearing ultramafic to mafic xenoliths from Kerguelen Islands (TAAF, South Indian Ocean). *Eur. J. Mineral.* **12**, 761-777.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. y Gottardi, G. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.* **73**, 1123-1133.
- Morten, L., Rossi, P.L., Bondi, M., Brunfelt, A.O. (1980). High-pressure megacrysts in basaltic lavas from Djanet Oasis, Eastern Hoggar, Algerian Sahara. En: Salem, M.J. y Busrevill M.T. (Eds.), *The geology of Libya*, 3. Academic Press, London, 1065-1075.
- Murphy, D.T., Colerson, K.D. y Kamber, B.S. (2002). Lamproites from Gaussberg, Antarctica: possible transition zone melts of Archaean subducted sediments. *J. Petrol.* **43**, 981-1001.
- Nagasawa, H. (1973). Rare-Earth distribution in alkali rocks from Oki-Dogo Island, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* **39**, 301-308.
- Nash, W.P. y Crecraft, H.R. (1985). Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **49**, 2309-2322.
- Navon, O. y Stolper, E. (1987). Geochemical consequences of melt percolation; the upper mantle as a chromatographic column. *J. Geol.* **95**, 285-307.
- Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., Simonsen, S.L., Pearson, N.J., Martí, J. y Mitjavila, J. (1999). Evidence for fractional crystallization of periodically refilled magma chambers in Tenerife, Canary Islands. *J. Petrol.* **40**, 1089-1123.
- Neumann, E.R., Griffin, W.L., Pearson, N.J. y O'Reilly, S.Y. (2004a). The evolution of the upper mantle beneath

the Canary Islands: information from trace elements and Sr isotope ratios in minerals in mantle xenoliths. *J. Petrol.* **45**, 2573-2612.

- Neumann, E.R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J. y Kirstein, L. (2004b). Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany: a review. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 11-40.
- Ngounouno, I., Déruelle, B., Montigny, R. y Demaiffe, D. (2005). Petrology and geochemistry of monchiquites from Thyrcoché (Garoua rift, North Cameroon, Central Africa). *Mineral. Petrol.* **83**, 167-190.
- Nielson, J.E. y Noller, J.S. (1987). Processes of mantle metasomatism; constraints from observations of composite peridotite xenoliths. *Geol. Soc. Am., Spec. Papers* **215**, 61-76.
- Nimis, P. y Ulmer, P. (1998). Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **133**, 122-135.
- Nixon, P.H. (1987). Mantle xenoliths. Wiley, Chichester, 844 pp.
- Norman, M.D. (1998). Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **130**, 240-255.
- Nuez, J., Ubanell, A.G. y Villaseca, C. (1981). Diques lamprofíricos norteados con facies brechoidales eruptivas en la región de la paramera de Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* **3**, 53-74.
- O'Reilly, S.Y. y Griffin, W.L. (1988). Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia: I. Metasomatic processes in Cr-diopside lherzolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 433-447.
- O'Reilly, S.Y. y Griffin, W.L. (2000). Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* **53**, 217-232.
- O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. y Ryan, C.G. (1991). Residence of trace elements in metasomatized spinel lherzolite xenoliths; a proton-microprobe study. *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 98-113.
- Obst, K., Solyom, Z. y Johansson, L. (2004). Permo-Carboniferous extension-related magmatism at the SW margin of the Fennoscandian Shield. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 259-288.
- Okamura, S., Arculus, R.J. y Martynov, Y.A. (2005). Cenozoic magmatism of the north-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere. *J. Petrol.* **46**, 221-253.
- Orejana, D. y Villaseca, C. (2003). Caracterización mineral de los enclaves máficos y ultramáficos en los lamprófidos alcalinos del Sistema Central Español. *Bol. Soc. Esp. Min.* **26A**, 151-152.
- Orejana, D. y Villaseca, C. (2005). Geoquímica de los fenocristales de clinopiroxeno de los lamprófidos del Sistema Central Español: implicaciones sobre procesos de fraccionamiento y mezcla en cámaras magmáticas. *V Congr. Iber. Geoquim.* (CD-ROM). 10 pp.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2004). Trace element partitioning in alkaline lamprophyres. *Geochim. Cosmochim. Acta* **68 (Supp. 1)**, A726.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Billström, K. (2005a). A PREMA asthenospheric component for the Permian alkaline dykes of the Spanish Central System. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69 (Supp. 1)**, A855.
- Orejana, D., Villaseca, C. y Paterson, B.A. (2005b). Geochemistry of pyroxenitic and hornblenditic xenoliths in alkaline lamprophyres from the Spanish Central System. *Lithos*.
- Otten, M.T. (1984). The origin of brown hornblende in the Artfjaellet gabbro and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **86**, 189-199.

- Owens, B.E. y Tomascak, P.B. (2002). Mesoproterozoic lamprophyres in the Labrieville Massif, Quebec: clues to the origin of alkalic anorthosites? *Can. J. Earth Sci.* **39**, 983-997.
- Paquette, J.L., Ménot, R.P., Pin, C. y Orsini, J.B. (2003). Episodic and short-lived granitic pulses in a post-collisional setting: evidence from precise U-Pb zircon dating through a crustal cross-section in Corsica. *Chem. Geol.* **198**, 1-20.
- Parker, D.F. (1983). Origin of the trachyte-quartz trachyte-peralkalic rhyolite suite of the Oligocene Paisano volcano, Trans-Pecos Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.* **94**, 614-629.
- Pascal, C., Cloetingh, S. y Davies, G.R. (2004). Asymmetric lithosphere as the cause of rifting and magmatism in the Permo-Carboniferous Oslo Graben. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 139-156.
- Pascual, M. y Bea, F. (1986). Estudio de los ocelos en las camptonitas de la Sierra de Gredos, España Central. *Bol. Geol. Min. España* **97**, 232-248.
- Peacock, S.M. (1990). Fluid processes in subduction zones. *Science* **248**, 329-337.
- Peacock, S.M. (1993). Large-scale hydration of the lithosphere above subducting slabs. *Chem. Geol.* **108**, 49-59.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**, 33-47.
- Pearson, D.G. (1999). Evolution of cratonic lithospheric mantle: an isotopic perspective. En: Fei, Y., Bertka C.M. y Mysen B.O. (Eds.), Mantle petrology: field observations and high-pressure experimentation. The Geochemical Society Spec. Publ., Houston, 57-78.
- Pearson, D.G., Canil, D. y Shirey, S.B. (2004). Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds. En: Holland, H.D. y Turekian, K.K. (Ed.), Treatise on geochemistry, vol. 2. Elsevier-Pergamon, Oxford, 171-275.
- Perini, G., Cebriá, J.M., López-Ruiz, J.M. y Doblas, M. (2004a). Permo-Carboniferous magmatism in the variscan belt of Spain and France: implications on mantle sources. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 415-438.
- Perini, G., Francalanci, L., Davidson, J.P. y Conticelli, S. (2004b). Evolution and Genesis of Magmas from Vico Volcano, Central Italy: Multiple Differentiation Pathways and Variable Parental Magmas. *J. Petrol.* **45**, 139-182.
- Philpotts, A.R. (1976). Silicate liquid immiscibility: its probable extent and petrogenetic significance. *Am. J. Sci.* **276**, 1147-1177.
- Philpotts, A.R. (1979). Silicate immiscibility in tholeiitic basalts. *J. Petrol.* **20**, 99-118.
- Philpotts, A.R. (1982). Composition of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **80**, 201-218.
- Plá Cid, J., Nardi, L.V.S., Enrique, P., Merlet, C. y Boyer, B. (2005). SIMS analyses on trace and rare earth elements in coexisting clinopyroxene and mica from minette mafic enclaves in potassic syenites crystallized under high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* **148**, 675-688.
- Portugal-Ferreira, M. y Macedo, C.R. (1977). Actividade basáltica Permico-Liassica no território português; uma abordagem para a datação. Permo-Liassic basaltic activity in Portugal; preliminary dating. *Mem. Not. Publ. Museu Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra* **83**, 39-52.
- Praeg, D. (2004). Diachronous Variscan late-orogenic collapse in response to multiple detachments: a view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 89-140.

- Qi, Q., Beard, B.L., Jin, Y. y Taylor, L.A. (1994). Petrology and geochemistry of Al-augite ad Cr-diopside group mantle xenoliths from Tahiti, Society Islands. *Inter. Geol. Rev.* **36**, 152-178.
- Rajesh, H.M. (2003). Outcrop-scale silicate liquid immiscibility from an alkali syenite (A-type granitoid)-pyroxenite association near Puttetti, Trivandrum block, South India. *Contrib. Mineral. Petrol.* **145**, 612-627.
- Ramsay, J.G. (1955). A camptonite dyke suite at Monar, Ross-shire and Inverness-shire. *Geol. Mag.* **92**, 297-309.
- Reid, A.M. y Le Roex, A.P. (1988). Kaersutite-bearing xenoliths and megacrysts in volcanic rocks from the Funk Seamount in the Southwest Indian Ocean. *Mineral. Mag.* **52**, 359-370.
- Reyes, J., Villaseca, C., Barbero, L., Quejido, A.J. y Santos, J.F. (1997). Descripción de un método de separación de Rb, Sr, Sm y Nd en rocas silicatadas para estudios isotópicos. *Congr. Iber. Geoquin.* **1**, 46-55.
- Riley, T.R., Leat, P.T., Storey, B.C., Parkinson, I.J. y Millar, I.L. (2003). Ultramafic lamprophyres of the Ferrar large igneous province: evidence for a HIMU mantle component. *Lithos* **66**, 63-76.
- Rock, N.M.S. (1987). The nature and origin of lamprophyres: an overview. En: Fitton, J.G. y Upton B.G.J. (Eds.), *Alkaline igneous rocks*. Geological society of London, London, 191-226.
- Rock, N.M.S. (1991). *Lamprophyres*. Blackie, Glasgow, 285 pp.
- Roedder, E. (1979). Silicate liquid immiscibility in magmas. En: Yoder, H.S. (Ed.), *The Evolution of the Igneous Rocks*. 50th Anniversary perspective. Princeton Univ. Press, Princeton, 15-57.
- Roeder, P.L. y Emslie, R.F. (1970). Olivine-liquid equilibrium. *Contrib. Mineral. Petrol.* **29**, 275-289.
- Rogers, N.W., Hawkesworth, C.J. y Palacz, Z.A. (1992). Phlogopite in the generation of olivine-melilitites from Namaqualand, South Africa and implications for element fractionation processes in the upper mantle. *Lithos* **28**, 347-365.
- Rollinson, H.R. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.
- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M. (1995). Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* **33**, 267-309.
- Rudnick, R.L. y Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. En: Holland, H.D. y Turekian K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry 3. The crust*. Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
- Saavedra, J. y Arenillas, M. (1979). Fenómenos de alcalinización y enrojecimiento en algunos granitos hercínicos tardíos y rocas básicas asociadas del Sistema Central (Prov. de Avila y Salamanca). Posición en su medio geotectónico. *Tem. Geol. Min.* **6**, 539-563.
- Sano, Y., Terada, K. y Fukuoka, T. (2002). High mass resolution ion microprobe analysis of rare earth elements in silicate glass, apatite and zircon: lack of matrix dependency. *Chem. Geol.* **184**, 217-230.
- Santos, J.F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J.I. y Girardeau, J. (2002). Genesis of pyroxenite-rich peridotite at Cabo Ortegal (NW Spain): geochemical and Pb-Sr-Nd isotope data. *J. Petrol.* **43**, 17-43.
- Sato, H. (1977). Nickel content of basaltic magmas; identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. *Lithos* **10**, 113-120.
- Schaltegger, U., Schneider, J.L., Maurin, J.C. y Corfu, F. (1996). Precise U-Pb chronometry of 345-340 Ma old magmatism related to syn-convergence extension in the Southern Vosges (Central Variscan Belt). *Earth Planet. Sci. Lett.* **144**, 403-419.
- Schmidt, K.H., Bottazzi, P., Vannucci, R. y Mengel, K. (1999). Trace element partitioning between phlogopite, clinopyroxene and leucite lamproite melt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 287-299.
- Schneider, M.E. y Eggler, D.H. (1986). Fluids in equilibrium with peridotite minerals: implications for mantle metasomatism. *Geochim. Cosmochim. Acta* **50**, 711-724.
- Scott, P.W. (1976). Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Islands.

- Mineral. Mag.* **40**, 805-816.
- Scott, P.W. y Middleton, R. (1983). Camptonite and maenaite sills near Gran, Hadeland, Oslo region. *Norges Geol. Unders. Bull.* **389**, 1-26.
- Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H. y Hanes, J. (1991). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 455-472.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakács, A., Balogh, K. y Pécskay, Z. (2004). Post-collisional Tertiary-Quaternary mafic alkaline magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. *Tectonophysics* **393**, 43-62.
- Sevigny, J.H. y Thériault, R.J. (2003). Geochemistry and Sr-Nd isotopic composition of Eocene lamprophyre dykes, southeastern British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* **40**, 853-864.
- Shaw, D.M. (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 237-243.
- Shaw, D.M., Cramer, J.J., Higgins, M.D. y Truscott, M.G. (1986). Composition of the Canadian Precambrian shield and the continental crust of the Earth. En: Dawson, J.B., Carswell D.A., Hall J. y Wedepohl K.H. (Eds.), The nature of the lower continental crust. Oxford University Press, London, 257-282.
- Shaw, C.S.J. (2004). The temporal evolution of three magmatic systems in the West Eifel volcanic field, Germany. *J. Vol. Geotherm. Res.* **131**, 213-240.
- Shaw, C.S.J. y Eyzaguirre, J. (2000). Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the west Eifel volcanic field, Germany. *Lithos* **50**, 75-95.
- Sheppard, S. (1995). Hybridization of shoshonitic lamprophyre and calc-alkaline granite magma in the Early Proterozoic Mt. Bundey igneous suite, Northern Territory. *Aust. J. Earth Sci.* **42**, 173-185.
- Sheppard, S. y Taylor, W.R. (1992). Barium- and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproites, Mt. Bundy, northern territory, Australia. *Lithos* **28**, 303-325.
- Skulski, T., Minarik, W. y Watson, E.B. (1994). High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts. *Chem. Geol.* **117**, 127-147.
- Smith, R.E. (1967). Segregation vesicles in basaltic lava. *Am. J. Sci.* **265**, 696-713.
- Sorensen, H. (1974). The alkaline rocks. John Wiley & Sons, London, 622 pp.
- Sorensen, H., Bailey, J.C., Kogarko, L.N., Rose-Hansen, J. y Karup-Moller, S. (2003). Spheroidal structures in arfvedsonite lujavrite, Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland—an example of macro-scale liquid immiscibility. *Lithos* **70**, 1-20.
- Soto, J.I. y Soto, V.M. (1995). PTMAFIC: software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Comp. Geosci.* **21**, 619-652.
- Streckeisen, A. (1973). Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS. *Geotimes* **18**, 26-30.
- Streckeisen, A. (1976). To teach plutonic rock its proper name. *Earth-Sci. Rev.* **12**, 1-33.
- Streckeisen, A. y Le Maitre, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* **136**, 169-206.
- Suárez, O., Gallastegui, G., Cuesta, A. y Corretgé, L.G. (1999). Filiación geoquímica mantélica de las rocas ígneas de Salas-Belmonte: Implicaciones petrogenéticas. *Trab. Geol.* **21**, 363-376.
- Sun, S.S. y Hanson, G.N. (1976). Rare earth element evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**, 139-155.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norrey M.J. (Eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 313-345.
- Suriñach, E. y Vegas, R. (1988). Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain. *Phys. Earth Planet.*

- Sutcliffe, R.H., Smith, A.R., Doherty, W. y Barnett, R.L. (1990). Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoids and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.* **105**, 255-274.
- Sweeney, R.J., Prozesky, V. y Przybylowicz, W. (1994). Trace element partitioning between silicate minerals and carbonate and silicate melts at 18 kb to 46 kb pressure. *Mineral. Mag.* **58A**, 885-886.
- Takahashi, M. (1988). On the Na₂O content of convergent zone high-alumina basalts. *Chem. Geol.* **68**, 17-29.
- Tappe, S. (2004). Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **148**, 312-334.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. y Nesbitt, R.W. (1986). Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *J. Vol. Geotherm. Res.* **29**, 293-309.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, 312 pp.
- Taylor, W.R., Tompkins, L.A. y Haggerty, S.E. (1994). Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **58**, 4017-4037.
- Tejero, R. y Ruiz, J. (2002). Thermal and mechanical structure of the central Iberian Peninsula lithosphere. *Tectonophysics* **350**, 49-62.
- Thompson, R.N. (1974). Some high-pressure pyroxenes. *Mineral. Mag.* **39**, 768-787.
- Thompson, R.N., Leat, P.T., Dickin, A.P., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Gibson, S.A. (1989). Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating: evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, U.S.A. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**, 139-153.
- Thorpe, R.S. y Tindle, A.G. (1992). Petrology and petrogenesis of a tertiary bimodal dolerite-peralkaline/subalkaline trachyte/rhyolite dyke association from Lundy, Bristol Channel, UK. *Geol. J.* **27**, 101-117.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S.F., Bottazzi, P. y Zanetti, A. (2000). Nb and Ta incorporation and fractionation in titanian pargasite and kaersutite: crystal-chemical constraints and implications for natural systems. *Earth Planet. Sci. Lett.* **176**, 185-201.
- Timmerman, M.J. (2004). Timing, geodynamic setting and character of Permo-Carboniferous magmatism in the foreland of the Variscan Orogen, NW Europe. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 41-74.
- Tomkeieff, S.I. (1952). Analcite-trachybasalt inclusions in the phonolite of Traprain Law. *Trans. Edinburgh Geol. Soc.* **15**, 360-373.
- Ubanell, A.G. (1981). Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central Español. *Cuad. Geol. Iber.* **7**, 607-622.
- Ubanell, A.G. (1982). Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 217 pp.
- Ubanell, A.G. y Rosales, F. (1981). Localización y estudio de un afloramiento básico efusivo en la Sierra de la Paramera Ávila (Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Iber.* **7**, 431-437.
- Ubanell, A.G., Villaseca, C. y Nuez, J. (1984). Los pórfidos rojos sieníticos de Ávila (Sistema Central Español). *I Congr. Esp. Geol.* **II**, 193-203.
- Upton, J., Aspen, P. y Hinton, W. (2001). Pyroxenite and granulite xenoliths from beneath the Scottish Northern Highlands Terrane: evidence for lower-crust/upper-mantle relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 178-

- 198.
- Upton, B.G.J., Stephenson, D., Smedley, P.M., Wallis, S.M. y Fitton, J.G. (2004). Carboniferous and Permian magmatism in Scotland. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), *Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 195-218.
- Van Acherbergh, E., Griffin, W.L. y Stiefenhofer, J. (2001). Metasomatism in mantle xenoliths from the Letlhakane kimberlites: estimation of element fluxes. *Contrib. Mineral. Petrol.* **141**, 397-414.
- Van der Plas, L. y Tobi, A.C. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. J. Sci.* **263**, 87-90.
- Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C. (2001). Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* **342**, 451-472.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M.F., Dobosi, G., Coradossi, N., Seghedi, I., Szakacs, A. y Vannucci, R. (1995). Ultramafic xenoliths from Plio-Pleistocene alkali basalts from the Eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. *J. Petrol.* **38**, 23-54.
- Vernières, J., Godard, M. y Bodinier, J.L. (1997). A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and magmas transport in the Earth's upper mantle. *J. Geoph. Res.* **102**, 24771-24784.
- Vichi, G., Stoppa, F. y Wall, F. (2005). The carbonate fraction in carbonatitic Italian lamprophyres. *Lithos* (in litt.).
- Villaseca, C. y Nuez, J. (1986). Diques camptoníticos en el Sistema Central Español. *Est. Geol.* **42**, 69-77.
- Villaseca, C. y Herreros, V. (2000). A sustained felsic magmatic system: the Hercynian granitic batholith of the Spanish Central System. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* **91**, 207-219.
- Villaseca, C., López-García, J.A., Nuez, J. y Ubanell, A.G. (1983). Contribución al estudio de los diques camptoníticos heteromorfos con subfacies oclares y de diatrema asociadas. Sierra de la Paramera de Ávila. *Rev. Mat. Proc. Geol.* **1**, 103-118.
- Villaseca, C., Huertas, M.J. y Nuez, J. (1992). Magmatismo postorogénico y anorogénico en el Sistema Central Español. *Geogaceta* **11**, 34-38.
- Villaseca, C., Eugercios, L., Snelling, L.J., Huertas, M.J. y Castellón, T. (1995). Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides hercínicos de la Sierra de Guadarrama. *Rev. Soc. Geol. España* **8**, 129-140.
- Villaseca, C., Barbero, L., Reyes, J. y Santos Zalduegui, J.F. (1998a). Nuevos datos petrológicos, geocronología (Rb-Sr) y geoquímica isotópica (Sr, Nd) del plutón de Ventosilla (Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español). *Geogaceta* **23**, 169-172.
- Villaseca, C., Barbero, L. y Rogers, G. (1998b). Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr,Nd) arguments. *Lithos* **43**, 55-79.
- Villaseca, C., Downes, H., Pin, C. y Barbero, L. (1999). Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths. *J. Petrol.* **40**, 1465-1496.
- Villaseca, C., Orejana, D., Pin, C., López-García, J.A., Andonaegui, P. y Encina, L. (2002). Estimación de la composición del manto subcontinental en el centro de España a partir de los materiales básicos hercínicos y post-hercínicos del Sistema Central Español. *Geogaceta* **32**, 17-20.
- Villaseca, C., Huertas, M.J., Orejana, D., Carracedo, M., Jiménez San Pedro, R. y Scarrow, J. (2004a). Magmatismo filoniano tardi- y postvarisco. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 124-128.
- Villaseca, C., Orejana, D., Pin, C., López García, J.A. y Andonaegui, P. (2004b). Le magmatisme basique hercynien et post-hercynien du Système Central Espagnol: essai de caractérisation des sources manteliques. *C. R. Géosciences* **336**, 877-888.
- Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C. y Reyes, J. (2005). Estimación del régimen termal y producción de calor de

los niveles litosféricos del Sistema Central Español. *Geogaceta* **38** (aceptado).

- Vinx, R. y Jung, D. (1977). Pargasitic-kaersutitic amphibole from a basanitic diatreme at the Rosenberg, north of Kassel (North Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**, 135-142.
- Visser, W. y Koster Van Groos, A.F. (1979). Effect of pressure on liquid immiscibility in the system K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - P_2O_5 . *Am. J. Sci.* **279**, 1160-1175.
- Vissers, R.L.M. (1992). Variscan extension in the Pyrenees. *Tectonics* **11**, 1369-1384.
- Von Seckendorff, V., Arz, C. y Lorenz, V. (2004a). Magmatism of the late Variscan intermontane Saar-Nahe Basin (Germany): a review. En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 361-391.
- Von Seckendorff, V., Timmerman, M.J., Kramer, W. y Wrobel, P. (2004b). New $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages and geochemistry of late Carboniferous-early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxothuringian Zone of the Variscan Orogen (Germany). En: Wilson, M., Neumann E.R., Davies G.R., Timmerman M.J., Heeremans M. y Larsen B. (Eds.), Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 335-359.
- Wagner, C., Mokhtari, A., Deloule, E. y Chabaux, F. (2003). Carbonatite and alkaline magmatism in Taourirt (Morocco): petrological, geochemical and Sr-Nd isotope characteristics. *J. Petrol.* **44**, 937-965.
- Wang, Q., Li, J.-W., Jian, P., Zhao, A.-H., Xiong, X.-L., Bao, Z.-W., Xu, J.-F., Li, C.-F. y Ma, J.-L. (2005). Alkaline syenites in eastern Cathaysia (South China): link to Permian-Triassic transtension. *Earth Planet. Sci. Lett.* **230**, 339-354.
- Wass, S.Y. (1979). Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* **12**, 115-132.
- Weaver, B.L. (1991). The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- Weaver, B.L. y Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* **310**, 575-577.
- Wedepohl, K.H. (1994). The composition of the continental crust. *Mineral. Mag.* **58**, 959-960.
- Wells, P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **62**, 129-139.
- White, W.M. y Hofmann, A.W. (1982). Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature* **296**, 821-825.
- Wilkinson, J.F.G. (1975). Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill, Nandewar Mountains, north-eastern New South Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkaline volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **51**, 235-262.
- Wilkinson, J.F.G. y Le Maitre, R.W. (1987). Upper mantle amphiboles and micas and TiO_2 , K_2O , and P_2O_5 abundances and 100 $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. *J. Petrol.* **28**, 37-73.
- Wilkinson, J.F.G. y Stolz, A.J. (1997). Subcalcic clinopyroxenites and associated ultramafic xenoliths in alkali basalt near Glen Innes, northeastern New South Wales, Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **127**, 272-291.
- Wilshire, H.G. (1987). A model of mantle metasomatism. En: Morris, E.M. y Pasteris J.D. (Eds.), Mantle metasomatism and alkaline magmatism. Geological Society of America, special paper, 215, 47-60.
- Wilshire, H.G. y Shervais, J.W. (1975). Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from western United States. *Phys. Chem. Earth* **9**, 257-272.
- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman, Boston, 466 pp.
- Wilson, M. (1993). Geochemical signatures of oceanic and continental basalts; a key to mantle dynamics? *J. Geol.*

- Soc. London* **150**, 977-990.
- Wilson, M. y Downes, H. (1991). Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe. *J. Petrol.* **32**, 811-849.
- Wilson, M., Rosenbaum, J.M. y Dunworth, A.D. (1995). Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer? *Contrib. Mineral. Petrol.* **119**.
- Wilson, M., Neumann, E.R., Davies, G.R., Timmerman, M.J., Heeremans, M. y Larsen, B.T. (2004). Permo-Carboniferous magmatism and rifting in Europe. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **223**, London, 498 pp.
- Witt-Eickchen, G. y Kramm, U. (1998). Evidence for the multiple stage evolution of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Eifel (Germany) from pyroxenite and composite pyroxenite/peridotite xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.* **131**, 258-272.
- Witt-Eickchen, G., Seck, H.A., Mezger, K., Eggins, S.M. y Altherr, R. (2003). Lithospheric mantle evolution beneath the Eifel (Germany): constraints from Sr-Nd-Pb isotopes and trace element abundances in spinel peridotite and pyroxenite xenoliths. *J. Petrol.* **44**, 1077-1095.
- Wood, B.J. y Banno, S. (1973). Garnet-Orthopyroxene and Orthopyroxene-Clinopyroxene Relationships in Simple and Complex Systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* **42**, 109-124.
- Woolley, A.R. y Kempe, D.R.C. (1989). Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. En: Bell, K. (Ed.), Carbonatites: genesis and evolution. Unwin Hyman, London, 1-14.
- Wörner, G., Beusen, J.M., Duchateau, N., Gijbels, R. y Schmincke, H.U. (1983). Trace element abundances and mineral/melt distribution coefficients in phonolites from Laacher See volcano (Germany). *Contrib. Mineral. Petrol.* **84**, 152-173.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. y Zhou, X. (2000). Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: an LAM-ICPMS trace element study. *J. Petrol.* **41**, 111-148.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. y Zhou, X. (2003). Enrichment of upper mantle peridotite: petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. *Chem. Geol.* **198**, 163-188.
- Xu, Y.G. (2002). Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. *Chem. Geol.* **182**, 301-322.
- Xu, Y.G. y Bodinier, J.L. (2004). Contrasting enrichments in high- and low-temperature mantle xenoliths from Nushan, eastern China: results of a single metasomatic event during lithospheric accretion. *J. Petrol.* **45**, 321-341.
- Xu, Y.G., Menzies, M.A., Bodinier, J.L., Bedini, R.M., Vroon, P. y Mercier, J.C. (1998). Melt percolation and reaction atop a plume: evidence from the poikiloblastic peridotite xenoliths from Borée (Massif Central, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* **132**, 65-84.
- Xu, Y.G., Sun, M., Yan, W., Liu, Y., Huang, X.L. y Chen, X.M. (2002). Xenolith evidence for polybaric melting and stratification of the upper mantle beneath south China. *J. Asian Earth Sci.* **20**, 937-954.
- Yagi, K. y Onuma, K. (1967). The join $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaTiAl}_2\text{SiO}_6$ and its bearing on the titanagites. *J. Fac. Sci., Hokkaido University (Series IV)* **13**, 117-138.
- Yang, J.-H., Chung, S.-L., Wilde, S.A., Wu, F.-Y., Chu, M.-F., Lo, C.-H. y Fan, H.-R. (2005). Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chem. Geol.* **214**, 99-125.
- Yaxley, G.M., Crawford, A.J. y Green, D.H. (1991). Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotites from western Victoria, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **107**, 305-317.
- Yaxley, G.M., Green, D.H. y Kamenetsky, V. (1998). Carbonatite metasomatism in the southeastern Australia lithosphere. *J. Petrol.* **39**, 1917-1930.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. y Vannucci, R. (1999). The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* **134**, 107-122.

- Zhang, H.F., Sun, M., Zhou, X.H. y Ying, J.F. (2005). Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China Craton and tectonic implications. *Lithos* **81**, 297-317.
- Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J. y Sheraton, J.W. (1995). Geochemical an isotopic studies of syenites from the Yamoto Mountains, East Antarctica: implication for the origin of syenitic magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 1363-1385.
- Ziegler, P.A. (1990). Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij, The Hague. Geological Society Publishing House, Bath.
- Ziegler, P.A. (1993). Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate reorganization: evolution and demise of the Variscan fold belt. En: Von Raumer, J.F. y Neubauer F. (Eds.), Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer-Verlag, Berlin, 203-216.
- Ziegler, P.A. y Cloetingh, S. (2003). Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Sci. Rev.* **64**, 1-50.
- Zindler, A. y Hart, S.R. (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493-571.

VIII. ANEXOS (Tablas de análisis químicos de minerales)

VIII.1. DIQUES ALCALINOS DE LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	357
VIII.2. MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	377
VIII.3. DIQUES ALCALINOS DE PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL	391

VIII.1. LAMPRÓFIDOS Y DIABASAS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

CLINOPIROXENOS

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	76543 57	76543 65	76543 66	76543 67	76543 68	76543 70	76543 71	80318 55	80318 055(b)	80318 56	81843 131	81843 132
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	46.13	47.04	47.38	44.93	44.08	46.37	46.07	46.97	44.82	46.94	49.37	49.84
TiO ₂	2.55	2.38	2.05	2.89	3.78	2.68	2.78	2.49	2.68	2.42	1.42	1.44
Al ₂ O ₃	8.68	7.39	7.09	8.83	8.94	8.50	8.64	8.19	9.01	8.23	6.23	6.32
FeO	7.25	6.79	7.76	7.75	6.60	7.76	5.51	6.30	9.10	5.96	7.38	7.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.35	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.38	12.52	12.08	11.51	12.02	12.66	12.78	13.67	10.57	13.60	13.42	13.46
CaO	22.17	22.50	22.81	22.64	23.45	22.18	23.20	21.69	23.03	21.70	20.72	20.66
Na ₂ O	0.75	0.73	0.80	0.73	0.50	0.78	0.65	0.74	0.92	0.67	0.63	0.63
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01
Total	99.91	99.35	99.99	99.29	99.45	100.94	100.01	100.15	100.18	99.61	99.17	99.62
Mg#	0.75	0.77	0.74	0.73	0.76	0.74	0.81	0.80	0.67	0.80	0.76	0.77
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.709	1.752	1.758	1.682	1.647	1.701	1.700	1.725	1.670	1.733	1.839	1.848
Ti	0.071	0.067	0.057	0.081	0.106	0.074	0.077	0.069	0.075	0.067	0.040	0.040
Al	0.378	0.324	0.310	0.390	0.393	0.367	0.375	0.355	0.396	0.358	0.273	0.276
Fe	0.224	0.211	0.240	0.243	0.206	0.238	0.170	0.193	0.284	0.184	0.230	0.225
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.010	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.684	0.695	0.668	0.642	0.670	0.692	0.703	0.749	0.587	0.749	0.745	0.744
Ca	0.880	0.898	0.907	0.908	0.939	0.872	0.917	0.854	0.920	0.858	0.827	0.821
Na	0.054	0.053	0.058	0.053	0.036	0.055	0.046	0.053	0.066	0.048	0.046	0.045
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.000	4.000	3.999	4.000	4.000	3.999	3.999	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000
Términos finales												
Wo	49.2	49.8	49.9	50.6	51.7	48.4	51.2	47.5	51.4	47.9	45.9	45.9
En	38.2	38.5	36.8	35.8	36.8	38.4	39.3	41.7	32.8	41.7	41.4	41.6
Fs	12.6	11.7	13.3	13.5	11.5	13.2	9.5	10.9	15.8	10.4	12.8	12.5

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	81843 138	102129 14	102129 31	102131 79	103333B 1	103333B 4	103333B 5	103333B 23	103333B 29	103333B 31	103473 70	103473 91
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno(b)	feno
SiO ₂	51.36	47.79	45.97	47.26	50.36	49.80	49.28	51.31	50.45	50.63	45.39	46.91
TiO ₂	0.71	2.04	3.53	3.04	1.28	1.55	1.52	1.28	1.70	1.44	3.15	2.50
Al ₂ O ₃	5.17	8.99	7.28	6.92	5.08	5.47	5.92	4.71	5.42	4.90	9.27	8.42
FeO	6.98	6.57	7.90	7.74	3.98	4.64	4.81	4.59	4.43	3.90	7.11	4.62
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.01	0.05	0.11	0.34	0.17	0.05	0.07	0.02	0.05
MnO	0.00	0.03	0.07	0.08	0.00	0.08	0.06	0.03	0.00	0.01	0.04	0.08
NiO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00
MgO	14.80	13.28	11.17	12.28	15.59	15.37	14.69	16.04	15.59	15.98	12.20	13.66
CaO	20.85	19.46	22.82	22.43	23.00	22.48	22.33	22.29	22.89	22.90	22.46	22.28
Na ₂ O	0.70	1.08	0.57	0.54	0.51	0.55	0.57	0.56	0.55	0.47	0.75	0.67
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01
Total	100.58	99.35	99.31	100.31	99.87	100.05	99.57	100.97	101.13	100.32	100.42	99.20
Mg#	0.79	0.78	0.72	0.74	0.87	0.85	0.84	0.86	0.86	0.88	0.75	0.84
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.875	1.766	1.734	1.756	1.838	1.819	1.813	1.854	1.822	1.839	1.675	1.734
Ti	0.019	0.057	0.100	0.085	0.035	0.043	0.042	0.035	0.046	0.039	0.087	0.070
Al	0.222	0.391	0.323	0.303	0.219	0.235	0.257	0.201	0.231	0.210	0.402	0.366
Fe	0.213	0.203	0.249	0.240	0.122	0.142	0.148	0.139	0.134	0.118	0.220	0.143
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.003	0.010	0.005	0.001	0.002	0.001	0.001
Mn	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003
Ni	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.805	0.731	0.628	0.680	0.848	0.837	0.806	0.864	0.840	0.865	0.671	0.753
Ca	0.815	0.770	0.922	0.893	0.900	0.880	0.880	0.863	0.886	0.891	0.888	0.882
Na	0.050	0.077	0.042	0.039	0.036	0.039	0.041	0.039	0.039	0.033	0.054	0.048
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Suma Cat.	3.999	4.000	4.000	3.998	4.001	4.000	4.000	4.001	4.000	3.998	4.000	4.000
Términos finales												
Wo	44.5	45.2	51.2	49.2	48.1	47.3	47.9	46.2	47.6	47.5	49.9	49.6
En	43.9	42.9	34.9	37.5	45.4	45.0	43.9	46.3	45.2	46.1	37.7	42.3
Fs	11.6	12.0	14.0	13.4	6.5	7.7	8.2	7.5	7.2	6.3	12.4	8.2

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103473 92	103473 93	103473 100	103473 102	103473 103	103474 9	103474 22	103474 28	103488 14	103488 15	103489 54	103489 55
Tipo	feno(b)	feno	feno	feno	feno(b)	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	45.75	45.18	45.54	44.97	45.23	45.48	44.72	43.26	43.15	44.63	49.84	44.40
TiO ₂	2.62	2.72	2.29	2.90	3.01	2.51	2.33	3.07	3.20	3.29	0.66	2.59
Al ₂ O ₃	8.87	9.01	8.79	9.80	9.40	8.32	8.41	9.64	11.48	8.09	5.70	10.11
FeO	6.61	7.52	8.22	6.36	8.10	5.49	9.14	7.98	6.75	7.61	4.32	7.03
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.10	0.00	0.84	0.00
MnO	0.01	0.12	0.14	0.00	0.13	0.06	0.00	0.06	0.07	0.09	0.02	0.00
NiO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	12.80	11.98	11.58	12.13	11.56	13.29	10.95	11.55	11.93	11.03	16.67	11.47
CaO	22.13	22.26	21.72	22.35	21.76	22.83	22.59	22.50	21.27	23.34	20.41	22.01
Na ₂ O	0.77	0.77	0.81	0.67	0.79	0.68	0.92	0.74	0.89	0.58	0.56	0.86
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Total	99.60	99.59	99.12	99.19	100.05	98.72	99.07	98.84	98.86	98.67	99.02	98.47
Mg#	0.78	0.74	0.71	0.77	0.72	0.81	0.68	0.72	0.76	0.72	0.87	0.74
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.694	1.682	1.707	1.676	1.682	1.693	1.682	1.626	1.610	1.690	1.827	1.668
Ti	0.073	0.076	0.065	0.081	0.084	0.070	0.066	0.087	0.090	0.094	0.018	0.073
Al	0.387	0.395	0.388	0.430	0.411	0.365	0.373	0.426	0.505	0.360	0.246	0.447
Fe	0.204	0.234	0.258	0.198	0.252	0.171	0.287	0.251	0.211	0.241	0.132	0.221
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.024	0.000
Mn	0.000	0.004	0.004	0.000	0.004	0.002	0.000	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.707	0.665	0.647	0.674	0.641	0.738	0.614	0.647	0.664	0.623	0.911	0.642
Ca	0.878	0.888	0.872	0.892	0.867	0.911	0.910	0.906	0.851	0.947	0.801	0.886
Na	0.055	0.056	0.059	0.048	0.057	0.049	0.067	0.054	0.064	0.042	0.039	0.062
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Suma Cat.	3.999	4.001	4.001	3.999	4.000	4.001	3.999	4.000	4.001	4.001	3.999	3.999
Términos finales												
Wo	49.1	49.6	49.0	50.6	49.2	50.0	50.2	50.2	49.2	52.2	43.4	50.6
En	39.5	37.1	36.3	38.2	36.3	40.5	33.9	35.8	38.4	34.3	49.4	36.7
Fs	11.5	13.3	14.7	11.2	14.5	9.5	15.9	14.0	12.3	13.4	7.2	12.6

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103489 56	103489 57	103489 58	103489 59	103656 51	103656 52	103656 54	103656 56	103656 58	103656 76	103657A 24	103657B 2
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno(b)	feno(b)	feno	feno(b)	feno(b)	feno(b)	feno(b)
SiO ₂	43.03	49.70	48.99	43.60	46.13	42.44	43.34	48.53	47.08	45.70	45.52	43.03
TiO ₂	3.92	1.22	1.26	3.81	2.10	4.00	3.71	1.80	1.69	2.54	2.24	4.35
Al ₂ O ₃	9.50	7.57	7.75	9.68	7.17	8.96	8.48	7.73	6.17	7.93	7.37	9.64
FeO	7.69	4.83	4.72	7.34	6.17	6.72	5.91	5.63	5.32	6.45	5.74	7.09
Cr ₂ O ₃	0.01	0.09	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.52	0.21	0.28	0.04
MnO	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.13	0.06	0.08
NiO	0.00	0.15	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.05	0.00	0.01
MgO	10.48	15.26	14.67	10.97	13.89	11.83	12.02	13.38	14.41	13.00	13.25	11.20
CaO	23.44	21.50	21.83	23.20	23.22	24.86	24.95	21.94	23.92	23.75	23.38	23.08
Na ₂ O	0.45	0.66	0.71	0.50	0.79	0.56	0.59	1.10	0.78	0.69	0.78	0.57
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	98.55	100.97	100.11	99.20	99.47	99.40	99.03	100.28	99.91	100.45	98.62	99.11
Mg#	0.71	0.85	0.85	0.73	0.80	0.76	0.78	0.81	0.83	0.78	0.80	0.74
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.635	1.794	1.785	1.641	1.702	1.586	1.622	1.774	1.726	1.680	1.697	1.620
Ti	0.112	0.033	0.035	0.108	0.058	0.112	0.104	0.049	0.047	0.070	0.063	0.123
Al	0.425	0.322	0.332	0.429	0.311	0.394	0.374	0.333	0.266	0.343	0.324	0.427
Fe	0.244	0.146	0.144	0.231	0.191	0.210	0.185	0.172	0.163	0.198	0.179	0.223
Cr	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.015	0.006	0.008	0.001
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.002	0.003
Ni	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg	0.594	0.821	0.797	0.616	0.764	0.659	0.671	0.729	0.787	0.712	0.737	0.629
Ca	0.954	0.831	0.852	0.936	0.918	0.996	1.000	0.859	0.939	0.935	0.934	0.931
Na	0.033	0.046	0.050	0.036	0.057	0.041	0.043	0.078	0.055	0.049	0.056	0.042
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Suma Cat.	3.998	4.000	4.000	4.000	4.001	3.999	4.000	3.999	3.999	3.998	4.000	4.000
Términos finales												
Wo	53.2	46.2	47.5	52.4	49.0	53.4	53.9	48.8	49.7	50.6	50.4	52.1
En	33.1	45.7	44.4	34.5	40.8	35.3	36.1	41.4	41.7	38.5	39.8	35.2
Fs	13.6	8.1	8.1	13.1	10.2	11.3	10.0	9.9	8.6	10.9	9.8	12.6

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103657B 44	103657B 45	103658 46	103658 47	103658 48	103684 95	103684 96	103684 112	103684 118	103684 119	103811 37	103811 38
Tipo	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob
SiO ₂	46.22	42.50	49.06	48.28	49.35	46.79	43.54	45.02	49.56	44.19	49.88	43.51
TiO ₂	2.24	3.81	1.03	2.60	0.82	2.10	3.90	3.45	1.36	3.59	1.21	3.88
Al ₂ O ₃	7.93	8.24	8.25	6.47	7.46	7.28	7.98	7.87	4.86	8.06	4.52	8.11
FeO	7.29	6.69	4.90	6.52	7.44	5.83	6.91	7.56	4.38	7.39	4.17	6.23
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.42	0.11	0.18	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.21	0.16
MnO	0.19	0.02	0.03	0.10	0.15	0.06	0.08	0.13	0.10	0.09	0.00	0.08
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00
MgO	12.53	12.09	13.83	13.87	13.34	13.80	12.18	12.05	15.84	12.34	16.27	12.92
CaO	22.15	25.06	21.28	22.63	19.67	21.92	23.54	24.02	23.11	23.91	23.31	23.87
Na ₂ O	0.78	0.55	0.97	0.59	1.36	0.77	0.49	0.37	0.49	0.49	0.47	0.44
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
Total	99.40	98.96	99.79	101.19	99.79	98.61	98.66	100.49	99.70	100.07	100.13	99.21
Mg#	0.75	0.76	0.83	0.79	0.76	0.81	0.76	0.74	0.87	0.75	0.87	0.79
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.720	1.594	1.795	1.762	1.813	1.742	1.642	1.671	1.812	1.643	1.814	1.625
Ti	0.063	0.108	0.028	0.071	0.023	0.059	0.111	0.096	0.037	0.100	0.033	0.109
Al	0.348	0.364	0.356	0.279	0.323	0.319	0.354	0.344	0.210	0.353	0.194	0.357
Fe	0.227	0.210	0.150	0.199	0.229	0.181	0.218	0.235	0.134	0.230	0.127	0.195
Cr	0.002	0.000	0.012	0.003	0.005	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.005
Mn	0.006	0.001	0.001	0.003	0.005	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.000	0.003
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.695	0.676	0.754	0.755	0.731	0.766	0.685	0.667	0.864	0.684	0.882	0.719
Ca	0.883	1.007	0.834	0.885	0.774	0.874	0.951	0.955	0.906	0.952	0.908	0.955
Na	0.056	0.040	0.069	0.042	0.097	0.056	0.036	0.027	0.035	0.035	0.033	0.032
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma Cat.	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.001	4.002	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000
Términos finales												
Wo	48.8	53.2	48.0	48.1	44.5	47.9	51.2	51.3	47.5	51.0	47.4	51.0
En	38.4	35.7	43.4	41.0	42.0	42.0	36.9	35.8	45.3	36.6	46.0	38.4
Fs	12.9	11.1	8.7	11.0	13.4	10.1	11.9	12.8	7.2	12.4	6.6	10.5

Feno: fenocristal; fenob(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103811 39	103811 40	103811 42	103811 45	103811 46	103811 47	103811 48	103811 73	103817 43	103817 59	103817 64	103817 65
Tipo	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob	fenob
SiO ₂	45.03	42.58	48.24	48.11	46.75	47.55	47.29	49.46	46.36	47.06	45.38	47.40
TiO ₂	3.16	4.82	1.39	2.09	3.02	2.09	2.12	1.12	2.15	1.71	2.16	2.03
Al ₂ O ₃	6.55	8.97	5.18	4.05	5.42	6.60	6.58	4.28	6.85	7.29	8.10	7.43
FeO	5.97	6.95	4.51	5.24	5.87	7.15	5.99	4.09	7.31	6.94	8.14	7.49
Cr ₂ O ₃	0.44	0.01	0.36	0.33	0.06	0.10	0.17	0.33	0.04	0.00	0.00	0.10
MnO	0.03	0.12	0.12	0.12	0.14	0.13	0.15	0.04	0.18	0.14	0.19	0.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.06	0.03	0.05
MgO	13.58	11.83	15.48	14.78	13.99	14.40	14.56	16.35	13.69	14.28	13.36	14.04
CaO	24.09	23.93	22.72	24.11	23.72	20.96	21.55	22.81	21.90	20.87	20.99	21.03
Na ₂ O	0.33	0.46	0.60	0.28	0.38	0.74	0.63	0.53	0.64	0.74	0.74	0.77
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.18	99.67	98.61	99.15	99.35	99.77	99.04	99.04	99.12	99.09	99.09	100.49
Mg#	0.80	0.75	0.86	0.83	0.81	0.78	0.81	0.88	0.77	0.79	0.74	0.77
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.681	1.594	1.784	1.788	1.740	1.754	1.753	1.816	1.726	1.743	1.690	1.737
Ti	0.089	0.136	0.039	0.058	0.085	0.058	0.059	0.031	0.060	0.048	0.061	0.056
Al	0.288	0.395	0.226	0.177	0.238	0.286	0.287	0.185	0.300	0.318	0.356	0.321
Fe	0.187	0.218	0.139	0.163	0.183	0.221	0.185	0.126	0.228	0.215	0.254	0.230
Cr	0.013	0.000	0.011	0.010	0.002	0.003	0.005	0.010	0.001	0.000	0.000	0.003
Mn	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.001	0.006	0.004	0.006	0.005
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001
Mg	0.756	0.660	0.854	0.819	0.776	0.792	0.805	0.895	0.760	0.789	0.742	0.767
Ca	0.963	0.960	0.900	0.960	0.946	0.828	0.856	0.897	0.873	0.828	0.838	0.826
Na	0.024	0.033	0.043	0.020	0.027	0.053	0.045	0.038	0.046	0.053	0.053	0.055
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.002	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.001
Términos finales												
Wo	50.5	52.1	47.5	49.3	49.5	44.9	46.2	46.8	46.8	45.1	45.5	45.2
En	39.6	35.9	45.0	42.1	40.7	42.9	43.5	46.6	40.7	42.9	40.3	42.0
Fs	9.8	12.0	7.6	8.6	9.8	12.2	10.3	6.6	12.5	11.9	14.1	12.8

Feno: fenocristal; fenob(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103817 67	103817 71	104374 79	104374 83	104374 91	104374 92	104389 86	104389 87	104390 12	104390 13	104400 25	104400 33
Tipo	feno	feno(b)	feno	feno	feno	feno	feno	feno(b)	feno	feno	feno(b)	feno(b)
SiO ₂	49.19	48.99	50.58	50.65	50.69	48.91	45.83	42.19	45.47	46.95	47.67	46.96
TiO ₂	1.25	1.27	1.23	1.18	1.18	1.57	2.21	3.68	2.70	1.76	1.74	1.48
Al ₂ O ₃	4.86	4.98	3.94	3.57	3.43	5.37	9.58	8.56	7.37	8.65	8.03	8.99
FeO	4.63	4.96	4.01	4.21	4.42	4.67	7.91	7.76	7.09	5.22	8.03	7.52
Cr ₂ O ₃	0.18	0.11	0.17	0.20	0.09	0.09	0.00	0.00	0.19	0.67	0.01	0.04
MnO	0.14	0.17	0.16	0.04	0.02	0.15	0.13	0.01	0.07	0.08	0.17	0.11
NiO	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.04	0.05	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02
MgO	15.70	15.59	15.98	16.49	16.32	15.16	11.76	11.07	12.07	13.54	13.50	12.97
CaO	23.02	22.89	24.44	23.70	23.74	24.02	20.92	24.83	23.41	21.96	19.35	19.89
Na ₂ O	0.61	0.59	0.51	0.50	0.46	0.59	0.99	0.57	0.48	0.69	1.08	1.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.59	99.55	101.08	100.54	100.35	100.57	99.38	98.69	98.88	99.52	99.58	99.01
Mg#	0.86	0.85	0.88	0.88	0.87	0.85	0.73	0.72	0.75	0.82	0.75	0.75
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.801	1.796	1.826	1.835	1.842	1.778	1.707	1.596	1.710	1.731	1.761	1.744
Ti	0.034	0.035	0.033	0.032	0.032	0.043	0.062	0.105	0.076	0.049	0.048	0.041
Al	0.210	0.215	0.167	0.152	0.147	0.230	0.420	0.381	0.327	0.376	0.350	0.393
Fe	0.141	0.152	0.121	0.127	0.134	0.142	0.247	0.245	0.223	0.161	0.248	0.233
Cr	0.005	0.003	0.005	0.006	0.003	0.003	0.000	0.000	0.006	0.020	0.000	0.001
Mn	0.004	0.005	0.005	0.001	0.001	0.005	0.004	0.000	0.002	0.002	0.005	0.003
Ni	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg	0.857	0.852	0.860	0.891	0.884	0.822	0.653	0.624	0.677	0.744	0.744	0.718
Ca	0.903	0.899	0.945	0.920	0.924	0.936	0.835	1.006	0.943	0.868	0.766	0.791
Na	0.043	0.042	0.036	0.035	0.032	0.042	0.071	0.042	0.035	0.049	0.077	0.074
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	3.998	3.999	4.000	3.999	3.999	4.002	4.000	4.000	4.000	4.000	3.999	3.999
Términos finales												
Wo	47.4	47.1	48.9	47.4	47.6	49.1	48.0	53.6	51.1	48.9	43.4	45.3
En	45.0	44.6	44.5	45.9	45.5	43.2	37.6	33.3	36.7	41.9	42.2	41.1
Fs	7.7	8.2	6.5	6.6	6.9	7.7	14.4	13.1	12.2	9.2	14.4	13.6

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	104403 18	104403 22	104403 24	104403 29	104403 30	104403 34	104534A 12	104534A 13	104534A 14	104534A 18	104534A 19	104534A 20
Tipo	feno	feno(b)	feno	feno	feno	feno	feno(c)	feno(b)	feno(b)	feno(c)	feno(b)	feno(b)
SiO ₂	43.71	44.07	47.15	45.74	44.96	47.14	51.33	48.32	47.86	46.27	47.36	44.56
TiO ₂	2.67	2.84	2.15	2.69	2.60	1.90	0.68	1.89	2.55	2.11	2.13	3.75
Al ₂ O ₃	9.21	9.40	7.04	5.79	8.77	6.52	3.38	6.89	5.44	8.02	7.35	8.46
FeO	7.19	6.82	6.40	6.04	7.68	6.11	8.92	5.97	5.68	10.12	6.10	6.47
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.11	0.00	0.02	0.17	0.10	0.15	0.00	0.01	0.46	0.04
MnO	0.10	0.05	0.11	0.11	0.12	0.07	0.26	0.15	0.12	0.34	0.09	0.14
NiO	0.02	0.00	0.06	0.04	0.11	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03
MgO	11.96	12.30	13.91	13.34	11.98	13.90	13.41	13.76	13.70	8.95	13.20	11.88
CaO	23.42	22.73	23.31	24.52	23.29	23.70	21.17	22.36	23.55	21.48	22.25	23.52
Na ₂ O	0.87	0.86	0.64	0.42	0.91	0.63	0.45	0.76	0.45	1.79	0.86	0.61
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
Total	99.17	99.07	100.88	98.69	100.44	100.16	99.72	100.28	99.35	99.11	99.82	99.45
Mg#	0.75	0.76	0.79	0.80	0.74	0.80	0.73	0.80	0.81	0.61	0.79	0.77
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.629	1.642	1.721	1.714	1.658	1.731	1.916	1.772	1.780	1.748	1.748	1.666
Ti	0.075	0.080	0.059	0.076	0.072	0.052	0.019	0.052	0.071	0.060	0.059	0.105
Al	0.405	0.412	0.303	0.256	0.381	0.282	0.149	0.298	0.238	0.356	0.320	0.372
Fe	0.224	0.212	0.196	0.190	0.237	0.187	0.278	0.183	0.176	0.320	0.188	0.202
Cr	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.005	0.003	0.004	0.000	0.000	0.013	0.001
Mn	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.008	0.005	0.004	0.011	0.003	0.004
Ni	0.001	0.000	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.665	0.683	0.757	0.745	0.659	0.761	0.746	0.752	0.759	0.504	0.726	0.662
Ca	0.935	0.907	0.912	0.985	0.920	0.933	0.847	0.879	0.938	0.869	0.880	0.942
Na	0.063	0.062	0.045	0.031	0.065	0.045	0.033	0.054	0.032	0.131	0.062	0.044
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Suma Cat.	4.001	4.000	4.001	4.001	4.000	3.999	4.000	4.000	3.998	4.000	4.000	3.999
Términos finales												
Wo	51.2	50.3	48.8	51.2	50.6	49.5	45.0	48.3	50.0	51.0	49.0	52.0
En	36.4	37.9	40.5	38.8	36.2	40.4	39.7	41.4	40.4	29.6	40.4	36.6
Fs	12.4	11.9	10.6	10.0	13.2	10.1	15.3	10.3	9.6	19.4	10.6	11.4

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	104534A 40	104534A 43	104534A 44	104534A 79	104534A 80	104534A 81	104534A 82	104534A 84	104534A 86	104534A 99	104534A 100	104534A 68
Tipo	feno(b)	feno(c)	feno(b)	feno	feno(b)	feno	feno(b)	feno	feno(b)	feno	feno(b)	feno(b)
SiO ₂	45.05	49.63	46.61	47.02	49.73	47.80	44.86	51.53	46.83	44.77	47.32	44.60
TiO ₂	3.73	1.40	2.61	1.92	1.65	1.24	3.58	0.61	2.92	2.28	2.40	4.00
Al ₂ O ₃	8.80	6.81	5.96	7.72	5.02	5.34	7.93	5.88	6.63	7.14	5.60	8.39
FeO	6.99	8.08	6.41	9.37	5.83	16.04	6.90	3.78	6.55	10.67	6.14	6.87
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.14	0.03	0.04	0.33	0.02	0.04	0.00	0.02
MnO	0.09	0.07	0.05	0.14	0.24	0.38	0.08	0.15	0.14	0.39	0.19	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00
MgO	12.23	12.90	13.76	10.68	15.21	8.58	12.25	15.54	13.41	10.04	14.04	11.85
CaO	22.51	19.77	22.78	21.12	21.35	20.44	23.39	21.33	23.27	23.12	22.86	24.11
Na ₂ O	0.60	0.82	0.50	1.50	0.71	0.42	0.53	1.05	0.53	0.69	0.60	0.54
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Total	100.01	99.50	98.69	99.48	99.89	100.28	99.56	100.23	100.33	99.14	99.19	100.49
Mg#	0.76	0.74	0.79	0.67	0.82	0.49	0.76	0.88	0.79	0.63	0.80	0.75
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.674	1.846	1.744	1.758	1.825	1.833	1.675	1.865	1.728	1.701	1.758	1.653
Ti	0.104	0.039	0.073	0.054	0.046	0.036	0.101	0.017	0.081	0.065	0.067	0.112
Al	0.385	0.298	0.263	0.340	0.217	0.241	0.349	0.250	0.288	0.320	0.245	0.367
Fe	0.217	0.252	0.200	0.293	0.179	0.514	0.215	0.114	0.202	0.339	0.191	0.213
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.009	0.001	0.001	0.000	0.001
Mn	0.003	0.002	0.002	0.004	0.007	0.012	0.003	0.005	0.004	0.013	0.006	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Mg	0.677	0.715	0.768	0.595	0.832	0.491	0.682	0.838	0.738	0.569	0.778	0.655
Ca	0.896	0.788	0.913	0.846	0.839	0.840	0.936	0.827	0.920	0.941	0.910	0.958
Na	0.043	0.059	0.036	0.109	0.051	0.031	0.038	0.074	0.038	0.051	0.043	0.039
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma Cat.	3.999	4.000	3.999	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.001	4.000	4.000	4.001
Términos finales												
Wo	50.0	44.8	48.5	48.7	45.2	45.2	51.0	46.3	49.4	50.6	48.3	52.4
En	37.8	40.7	40.8	34.2	44.8	26.4	37.1	47.0	39.6	30.6	41.3	35.8
Fs	12.3	14.4	10.7	17.1	10.0	28.4	11.9	6.7	11.1	18.9	10.4	11.8

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.: clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	L104534A 69	L104534A 70	L104534A 71	L104534A 72	L104534A 73	L104534A 81	104538B 93	104540A 35	104540A 40	104540A 44	104867 50	104867 71
Tipo	feno	feno(b)	feno(b)	feno	feno(b)	feno(b)	feno(c)	feno	feno	feno(b)	feno	feno(c)
SiO ₂	47.47	47.83	47.42	51.64	49.01	45.57	50.44	48.21	49.45	47.12	49.34	47.31
TiO ₂	2.26	2.13	2.82	0.45	2.09	3.73	0.39	1.77	1.07	2.33	0.84	1.33
Al ₂ O ₃	8.25	7.25	5.73	1.98	6.77	8.16	2.90	6.33	5.37	5.75	6.33	8.66
FeO	7.99	5.55	5.95	14.73	5.99	6.86	14.73	6.00	7.47	6.02	6.85	7.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.20	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.24	0.10	0.08	0.23	0.11
MnO	0.15	0.06	0.10	0.31	0.11	0.23	0.30	0.11	0.14	0.15	0.14	0.14
NiO	0.03	0.03	0.00	0.04	0.05	0.05	0.00	0.09	0.07	0.00	0.09	0.02
MgO	10.51	13.59	13.53	10.89	13.60	12.14	11.09	13.42	13.37	13.59	14.79	13.37
CaO	22.63	22.62	24.11	19.69	22.75	24.02	18.54	21.91	21.87	23.62	20.16	20.00
Na ₂ O	1.49	0.71	0.51	0.46	0.66	0.52	0.41	0.70	0.71	0.51	0.72	0.73
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.78	99.98	100.17	100.19	101.21	101.28	98.80	98.78	99.62	99.17	99.49	98.87
Mg#	0.70	0.81	0.80	0.57	0.80	0.76	0.57	0.80	0.76	0.80	0.79	0.77
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.750	1.760	1.751	1.964	1.786	1.675	1.942	1.799	1.835	1.755	1.818	1.760
Ti	0.063	0.059	0.078	0.013	0.057	0.103	0.011	0.050	0.030	0.065	0.023	0.037
Al	0.358	0.314	0.249	0.089	0.290	0.354	0.131	0.278	0.234	0.252	0.274	0.379
Fe	0.246	0.170	0.184	0.469	0.182	0.211	0.474	0.187	0.232	0.187	0.211	0.224
Cr	0.000	0.006	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.007	0.003	0.002	0.007	0.003
Mn	0.005	0.002	0.003	0.010	0.003	0.007	0.010	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004
Ni	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.003	0.002	0.000	0.003	0.001
Mg	0.578	0.745	0.745	0.618	0.739	0.665	0.636	0.746	0.739	0.754	0.812	0.741
Ca	0.894	0.892	0.954	0.803	0.888	0.946	0.765	0.876	0.869	0.942	0.796	0.797
Na	0.106	0.051	0.037	0.034	0.047	0.037	0.031	0.051	0.051	0.037	0.051	0.053
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.001	4.000	4.001	4.001	3.998	3.999	4.000	4.000	3.999	3.999	3.999	3.999
Términos finales												
Wo	51.9	49.3	50.6	42.3	49.0	51.7	40.6	48.3	47.1	49.9	43.6	45.1
En	33.5	41.2	39.5	32.5	40.8	36.4	33.8	41.2	40.1	39.9	44.5	42.0
Fs	14.6	9.5	9.9	25.2	10.3	11.9	25.7	10.5	12.8	10.2	11.8	12.9

Feno: fenocrystal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocrystal; v.c.: clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	104867	U-37	U-37	U-37	101892	101892	101892	101892	102129	102129	102129	102131
	74	33	35	38	28	122	131	144	5	9	15	82
Tipo	feno(b)	feno	feno	feno	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	48.09	45.87	47.70	47.97	45.20	43.52	43.18	45.11	47.16	46.85	46.42	45.05
TiO ₂	1.16	1.98	2.09	1.82	3.60	5.57	5.45	3.79	3.19	2.87	3.15	4.20
Al ₂ O ₃	6.96	5.50	5.28	5.56	6.78	7.61	8.50	6.74	6.36	6.22	6.42	7.31
FeO	7.07	7.32	7.68	7.45	9.01	9.47	9.35	10.62	8.57	8.40	8.21	8.67
Cr ₂ O ₃	0.26	0.00	0.09	0.05	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02
MnO	0.23	0.19	0.21	0.21	0.09	0.21	0.13	0.17	0.06	0.08	0.06	0.12
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
MgO	14.17	12.98	13.25	13.41	11.30	10.26	10.00	9.81	11.37	11.32	11.48	11.43
CaO	20.01	22.29	21.92	22.21	22.22	22.30	22.09	22.05	22.61	22.95	22.62	22.63
Na ₂ O	0.72	0.37	0.35	0.41	0.63	0.68	0.65	0.69	0.74	0.68	0.64	0.65
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	98.67	96.51	98.57	99.10	98.87	99.62	99.39	99.02	100.08	99.43	99.01	100.10
Mg#	0.78	0.76	0.75	0.76	0.69	0.66	0.66	0.62	0.70	0.71	0.71	0.70
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.791	1.763	1.799	1.794	1.715	1.654	1.644	1.726	1.765	1.764	1.754	1.688
Ti	0.032	0.057	0.059	0.051	0.103	0.159	0.156	0.109	0.090	0.081	0.090	0.118
Al	0.305	0.249	0.234	0.245	0.303	0.341	0.381	0.303	0.280	0.275	0.286	0.323
Fe	0.221	0.235	0.242	0.233	0.285	0.301	0.298	0.339	0.268	0.264	0.259	0.271
Cr	0.008	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.007	0.006	0.007	0.007	0.003	0.007	0.004	0.006	0.002	0.003	0.002	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mg	0.787	0.744	0.745	0.748	0.639	0.581	0.567	0.559	0.634	0.635	0.647	0.638
Ca	0.798	0.918	0.886	0.890	0.903	0.908	0.901	0.904	0.906	0.926	0.916	0.909
Na	0.052	0.028	0.026	0.030	0.046	0.050	0.048	0.051	0.054	0.050	0.047	0.047
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.001	4.000	4.001	3.999	3.999	4.001	4.000	3.999	4.000	4.000	4.001	4.000
Términos finales												
Wo	44.0	48.2	47.1	47.4	49.3	50.5	50.9	50.0	50.1	50.6	50.2	49.9
En	43.4	39.1	39.6	39.8	34.9	32.3	32.1	30.9	35.0	34.8	35.5	35.0
Fs	12.5	12.7	13.2	12.8	15.8	17.1	17.1	19.1	14.9	14.6	14.3	15.1

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	102135	102135	102135	102135	102145	102145	102145	103488	103488	103488	103488	103489
	98	105	113	116	53	56	67	19	22	23	24	68
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	47.66	42.62	44.56	43.57	47.98	48.90	49.85	45.65	43.93	46.01	46.01	46.03
TiO ₂	2.39	5.35	4.23	4.84	3.13	2.79	2.10	2.28	2.48	2.86	2.81	2.17
Al ₂ O ₃	5.50	8.49	7.53	8.22	5.09	5.05	3.83	9.65	11.21	7.94	7.77	9.32
FeO	8.43	8.62	8.04	8.66	9.25	9.54	9.80	6.45	8.83	7.89	7.80	6.89
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.05	0.02	0.07	0.03	0.00	0.23	0.22	0.00	0.01	0.01
MnO	0.20	0.11	0.06	0.12	0.04	0.07	0.28	0.01	0.04	0.00	0.10	0.10
NiO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	12.17	10.66	11.81	11.24	11.15	11.66	11.34	12.88	11.40	11.38	11.45	12.00
CaO	22.92	22.32	22.44	21.98	22.72	22.45	21.45	21.43	20.44	23.28	23.14	21.71
Na ₂ O	0.70	0.67	0.66	0.56	0.59	0.61	0.62	0.69	0.66	0.49	0.53	0.78
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.21	0.08	0.10	0.10	0.01
Total	100.02	98.88	99.39	99.21	100.04	101.10	99.28	99.48	99.28	99.96	99.71	99.06
Mg#	0.72	0.69	0.72	0.70	0.68	0.69	0.67	0.78	0.70	0.72	0.72	0.76
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.777	1.622	1.676	1.650	1.806	1.817	1.890	1.689	1.645	1.718	1.722	1.718
Ti	0.067	0.153	0.120	0.138	0.089	0.078	0.060	0.063	0.070	0.080	0.079	0.061
Al	0.242	0.381	0.333	0.366	0.225	0.221	0.172	0.421	0.494	0.349	0.342	0.409
Fe	0.262	0.274	0.253	0.274	0.291	0.297	0.310	0.199	0.277	0.247	0.244	0.215
Cr	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.007	0.006	0.000	0.000	0.000
Mn	0.006	0.004	0.002	0.004	0.001	0.002	0.009	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003
Ni	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.677	0.605	0.662	0.634	0.626	0.646	0.641	0.711	0.636	0.634	0.639	0.668
Ca	0.916	0.910	0.904	0.892	0.916	0.894	0.872	0.850	0.820	0.931	0.928	0.868
Na	0.051	0.049	0.048	0.041	0.043	0.044	0.046	0.050	0.048	0.036	0.039	0.057
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.010	0.004	0.005	0.005	0.001
Suma Cat.	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.001	4.000	4.001	4.001
Términos finales												
Wo	49.2	50.8	49.6	49.4	50.0	48.6	47.6	48.3	47.3	51.4	51.2	49.5
En	36.3	33.7	36.4	35.2	34.1	35.1	35.0	40.4	36.7	35.0	35.2	38.1
Fs	14.5	15.5	14.0	15.4	15.9	16.2	17.5	11.4	16.0	13.6	13.6	12.4

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103657A 28	103684 93	103811 51	103811 69	104385 168	104385 178	104385 189	104385 191	104389 91	104391 12	104394 3	104394 5
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	47.95	48.36	46.56	41.63	45.91	47.05	45.75	47.62	42.22	46.49	46.81	48.66
TiO ₂	1.73	2.03	2.98	5.69	2.49	1.73	2.33	2.15	3.93	1.92	2.43	1.79
Al ₂ O ₃	5.79	4.42	5.20	9.17	7.46	8.64	9.80	5.77	10.41	9.16	4.98	3.66
FeO	6.95	6.32	6.17	7.26	7.41	5.12	7.38	7.61	7.99	6.22	9.74	8.66
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.12	0.00	0.69	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.09
MnO	0.07	0.10	0.14	0.11	0.16	0.11	0.16	0.16	0.14	0.07	0.23	0.14
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.08	0.00	0.07	0.00
MgO	14.25	14.49	14.09	11.50	12.62	13.61	11.96	12.52	11.02	13.10	11.30	12.74
CaO	22.00	23.52	23.72	23.76	23.24	23.16	22.12	23.43	23.42	21.38	23.34	23.88
Na ₂ O	0.77	0.36	0.33	0.45	0.53	0.74	0.90	0.53	0.59	0.98	0.59	0.50
K ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	99.51	99.65	99.22	99.70	99.82	100.91	100.40	99.80	99.82	99.73	99.49	100.12
Mg#	0.79	0.80	0.80	0.74	0.75	0.83	0.74	0.75	0.71	0.79	0.67	0.72
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.772	1.791	1.736	1.564	1.706	1.710	1.685	1.775	1.578	1.712	1.768	1.814
Ti	0.048	0.057	0.084	0.161	0.070	0.047	0.065	0.060	0.111	0.053	0.069	0.050
Al	0.252	0.193	0.228	0.406	0.326	0.370	0.425	0.253	0.459	0.397	0.222	0.161
Fe	0.215	0.195	0.192	0.228	0.230	0.155	0.227	0.237	0.250	0.191	0.308	0.270
Cr	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.003
Mn	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003	0.005	0.005	0.004	0.002	0.007	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Mg	0.785	0.800	0.783	0.644	0.699	0.738	0.657	0.696	0.614	0.719	0.636	0.708
Ca	0.871	0.933	0.947	0.957	0.925	0.902	0.873	0.935	0.938	0.843	0.945	0.954
Na	0.055	0.026	0.024	0.033	0.038	0.052	0.064	0.038	0.043	0.070	0.043	0.036
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.000	3.999	3.999	4.001	3.999	3.999	4.001	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000
Términos finales												
Wo	46.5	48.3	49.2	52.2	49.8	50.2	49.5	49.9	51.9	48.0	49.8	49.3
En	41.9	41.4	40.6	35.2	37.6	41.0	37.3	37.1	34.0	40.9	33.6	36.6
Fs	11.6	10.3	10.2	12.6	12.7	8.8	13.2	12.9	14.1	11.0	16.6	14.2

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	104395 165	104397 10	104534A 22	104867 54	U-37 40	U-37 44	103811 58	103817 55	104550 74	104550 79	101892 12
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	inclu	inclu	inclu	inclu	corona
SiO ₂	48.32	46.64	45.71	42.58	47.61	47.96	47.37	47.08	49.37	47.57	46.72
TiO ₂	2.18	2.77	2.67	5.11	2.01	1.96	2.06	1.76	1.03	1.42	2.71
Al ₂ O ₃	5.26	4.36	8.69	8.04	5.39	5.45	6.77	6.88	7.69	9.09	6.69
FeO	8.36	9.65	7.66	9.81	7.88	7.72	5.01	6.76	6.05	7.79	8.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.23	0.00	0.04	0.00	0.19	0.08	0.05	0.00	0.03
MnO	0.17	0.00	0.18	0.23	0.19	0.10	0.09	0.17	0.07	0.20	0.22
NiO	0.00	0.06	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01
MgO	12.84	11.21	13.53	9.96	13.03	13.43	14.07	14.64	14.27	13.32	12.31
CaO	22.65	23.50	20.35	22.11	21.64	22.27	22.70	21.04	20.76	19.04	22.54
Na ₂ O	0.53	0.57	0.90	0.66	0.39	0.47	0.58	0.72	0.80	1.11	0.54
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.32	98.76	100.04	98.51	98.19	99.37	98.92	99.17	100.09	99.54	99.87
Mg#	0.73	0.67	0.76	0.64	0.75	0.76	0.83	0.79	0.81	0.75	0.73
Cationes calculados en base a 6 O											
Si	1.794	1.777	1.685	1.636	1.803	1.790	1.757	1.741	1.805	1.755	1.744
Ti	0.061	0.079	0.074	0.148	0.057	0.055	0.057	0.049	0.028	0.039	0.076
Al	0.230	0.196	0.377	0.364	0.240	0.239	0.296	0.300	0.331	0.395	0.294
Fe	0.260	0.308	0.236	0.315	0.250	0.241	0.155	0.209	0.185	0.240	0.253
Cr	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.006	0.002	0.001	0.000	0.001
Mn	0.005	0.000	0.006	0.007	0.006	0.003	0.003	0.005	0.002	0.006	0.007
Ni	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.711	0.637	0.744	0.570	0.736	0.747	0.778	0.807	0.778	0.732	0.685
Ca	0.901	0.959	0.804	0.910	0.878	0.890	0.902	0.834	0.813	0.753	0.901
Na	0.038	0.042	0.064	0.049	0.029	0.034	0.042	0.052	0.057	0.079	0.039
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	4.000	4.000	4.001	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000
Términos finales											
Wo	48.0	50.4	44.9	50.5	47.0	47.3	49.1	44.9	45.7	43.5	48.8
En	37.9	33.5	41.6	31.6	39.4	39.7	42.3	43.5	43.7	42.3	37.1
Fs	14.1	16.2	13.5	17.9	13.7	13.0	8.6	11.6	10.5	14.2	14.1

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892 15	101892 24	102131 40	102131 58	102135 94	102145 49	102147A 76	103488 21	103657A 20	104400 32	104534A 78	103657A 29
Tipo	corona	corona	corona	corona	corona	corona	corona	corona	corona	corona	corona	v.c.
SiO ₂	44.97	47.84	47.46	48.01	44.69	46.87	48.79	42.47	45.08	49.27	48.27	51.57
TiO ₂	3.90	2.21	1.26	1.84	4.22	3.86	2.39	4.38	2.84	1.60	2.03	0.55
Al ₂ O ₃	7.43	6.07	7.00	6.16	7.41	5.80	4.15	10.52	6.83	3.61	6.83	0.21
FeO	8.92	7.59	7.21	6.84	8.04	9.66	10.01	7.87	6.17	8.50	6.05	7.44
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.16	0.00
MnO	0.12	0.16	0.08	0.16	0.11	0.07	0.10	0.09	0.00	0.20	0.12	0.04
NiO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.03	0.06	0.00	0.03	0.00
MgO	11.18	13.14	12.41	13.54	11.59	10.78	11.36	10.31	12.65	13.91	14.27	14.27
CaO	22.68	22.81	23.01	22.38	22.37	22.48	22.47	23.32	24.88	21.78	21.82	25.14
Na ₂ O	0.61	0.45	0.52	0.53	0.61	0.87	0.68	0.60	0.52	0.40	0.82	0.39
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	99.86	100.33	98.98	99.50	99.05	100.39	100.01	99.65	99.03	99.29	100.40	99.61
Mg#	0.69	0.76	0.75	0.78	0.72	0.66	0.67	0.70	0.79	0.74	0.81	0.77
Cationes calculados en base a 6 O												
Si	1.690	1.770	1.775	1.783	1.689	1.759	1.836	1.596	1.685	1.844	1.765	1.920
Ti	0.110	0.062	0.035	0.051	0.120	0.109	0.068	0.124	0.080	0.045	0.056	0.015
Al	0.329	0.265	0.308	0.269	0.330	0.256	0.184	0.466	0.301	0.159	0.294	0.009
Fe	0.280	0.234	0.225	0.213	0.254	0.304	0.315	0.248	0.193	0.266	0.185	0.232
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.005	0.000
Mn	0.004	0.005	0.003	0.005	0.003	0.002	0.003	0.003	0.000	0.006	0.004	0.001
Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000
Mg	0.626	0.725	0.692	0.749	0.653	0.603	0.637	0.578	0.705	0.776	0.778	0.792
Ca	0.913	0.904	0.922	0.890	0.906	0.904	0.906	0.939	0.997	0.873	0.855	1.003
Na	0.044	0.033	0.038	0.038	0.045	0.063	0.050	0.044	0.038	0.029	0.058	0.028
K	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Suma Cat.	3.998	4.000	3.999	3.999	4.000	4.000	4.001	4.002	4.001	3.999	4.001	4.000
Términos finales												
Wo	50.1	48.4	50.1	47.9	49.9	49.9	48.7	53.2	52.6	45.4	46.9	49.5
En	34.3	38.8	37.6	40.4	36.0	33.3	34.2	32.7	37.2	40.4	42.7	39.1
Fs	15.6	12.8	12.4	11.7	14.2	16.8	17.1	14.2	10.2	14.2	10.4	11.5

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

Clinopiroxenos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103657B 15	103657B 16	103657B 17	103657B 18	104534A 25	104534A 26	104534A 96	104534A 97	104534A 98	104534A 103	104540A 47	104540A 50	104550 72
Tipo	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.
SiO ₂	51.91	53.06	47.99	51.35	53.17	53.63	52.96	52.58	52.79	53.46	52.40	52.88	49.74
TiO ₂	0.64	0.48	2.52	0.96	0.13	0.22	0.38	0.36	0.14	0.54	0.26	0.18	1.01
Al ₂ O ₃	1.10	0.35	5.23	2.10	0.03	0.08	0.08	0.06	0.05	0.53	0.11	0.13	7.20
FeO	6.33	7.67	6.19	6.22	7.86	6.70	7.70	9.32	6.79	6.81	7.49	7.60	5.68
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.05	0.08	0.07	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.06	0.01	0.00
MnO	0.09	0.11	0.04	0.01	0.24	0.20	0.21	0.41	0.23	0.18	0.19	0.14	0.20
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.02	0.00
MgO	14.61	14.15	14.05	14.42	14.37	14.68	14.46	12.94	15.11	15.53	14.14	13.86	14.62
CaO	23.42	23.36	23.21	23.59	22.74	23.45	23.40	22.81	23.32	21.51	23.36	24.09	21.11
Na ₂ O	0.46	0.60	0.44	0.52	0.52	0.46	0.65	0.68	0.51	0.67	0.54	0.70	0.73
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	98.65	99.79	99.73	99.25	99.13	99.56	99.84	99.17	98.94	99.29	98.63	99.61	100.29
Mg#	0.80	0.77	0.80	0.81	0.77	0.80	0.77	0.71	0.80	0.80	0.77	0.77	0.82
Cationes calculados en base a 6 O													
Si	1.942	1.972	1.778	1.909	1.989	1.992	1.964	1.982	1.967	1.982	1.969	1.968	1.813
Ti	0.018	0.013	0.070	0.027	0.004	0.006	0.011	0.010	0.004	0.015	0.007	0.005	0.028
Al	0.048	0.015	0.228	0.092	0.001	0.003	0.003	0.003	0.002	0.023	0.005	0.006	0.309
Fe	0.198	0.239	0.191	0.193	0.246	0.208	0.239	0.293	0.212	0.211	0.236	0.236	0.173
Cr	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000
Mn	0.003	0.003	0.001	0.000	0.008	0.006	0.007	0.013	0.007	0.006	0.006	0.004	0.006
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Mg	0.815	0.784	0.776	0.799	0.801	0.813	0.800	0.727	0.840	0.858	0.792	0.769	0.795
Ca	0.939	0.930	0.921	0.940	0.911	0.933	0.930	0.921	0.931	0.854	0.941	0.960	0.825
Na	0.033	0.043	0.032	0.037	0.038	0.033	0.047	0.050	0.037	0.048	0.039	0.051	0.052
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Suma Cat.	3.998	3.999	3.998	3.999	4.000	3.998	4.001	3.999	4.000	3.999	4.000	4.000	4.001
Términos finales													
Wo	48.0	47.6	48.7	48.6	46.4	47.6	47.1	47.1	46.8	44.3	47.6	48.7	45.8
En	41.7	40.1	41.1	41.4	40.8	41.5	40.5	37.2	42.2	44.5	40.1	39.0	44.2
Fs	10.3	12.4	10.2	10.0	12.9	10.9	12.4	15.7	11.0	11.2	12.2	12.2	10.0

Feno: fenocristal; feno(b): borde o zona intermedia en fenocristal; v.c.:clinopiroxeno agregado en vesícula con clorita; inclu: inclusión

ANFÍBOLES

Anfiboles de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	76543	76543	76543	80318	80318	80318	80318	80318	80318	80318	103333B	103333B
	59	60	73	1	2	3	4	5	6	16	11	12
Tipo	feno	feno(b)	feno	feno(b)	feno(b)	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	39.09	38.82	39.20	37.99	39.13	38.86	37.81	37.07	38.22	39.17	38.99	39.55
TiO ₂	6.59	6.88	6.32	6.56	5.83	6.10	6.09	6.00	6.13	5.90	5.51	5.48
Al ₂ O ₃	13.58	13.62	13.74	13.40	14.02	14.37	14.51	14.43	14.41	13.90	13.07	13.08
FeO	9.80	10.86	11.70	10.51	9.38	11.91	12.29	12.60	12.42	9.40	10.92	10.48
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.08	0.17	0.12	0.08	0.11	0.12	0.06	0.12
MgO	11.77	11.66	11.24	12.96	13.51	11.89	11.24	11.46	11.38	13.34	11.70	11.40
CaO	12.34	12.29	12.30	12.17	11.69	11.54	11.35	11.55	11.73	11.46	11.55	11.62
Na ₂ O	1.85	1.83	1.88	1.94	1.88	2.10	1.88	1.96	1.92	1.81	1.95	1.96
K ₂ O	2.21	2.10	1.91	1.81	2.19	2.02	2.14	2.04	2.12	2.39	1.92	2.00
Total	97.23	98.06	98.29	97.40	97.73	99.00	97.47	97.19	98.44	97.52	95.67	95.73
Mg#	0.68	0.66	0.63	0.69	0.72	0.64	0.62	0.62	0.62	0.72	0.66	0.66
Catioones calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5.924	5.834	5.879	5.686	5.774	5.726	5.673	5.586	5.695	5.796	5.953	6.051
Ti	0.751	0.778	0.713	0.738	0.647	0.676	0.687	0.680	0.687	0.657	0.633	0.631
Al	2.424	2.411	2.427	2.361	2.437	2.493	2.564	2.561	2.529	2.423	2.350	2.357
Fe	1.242	1.365	1.468	1.315	1.157	1.468	1.542	1.588	1.547	1.164	1.394	1.341
Cr	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.005	0.005	0.000	0.000	0.004	0.000	0.005
Mn	0.000	0.000	0.000	0.003	0.010	0.021	0.015	0.010	0.014	0.015	0.007	0.015
Mg	2.659	2.612	2.513	2.891	2.972	2.612	2.514	2.575	2.528	2.943	2.663	2.600
Ca	2.004	1.979	1.977	1.951	1.848	1.822	1.825	1.865	1.873	1.817	1.889	1.905
Na	0.544	0.533	0.546	0.563	0.538	0.600	0.546	0.573	0.554	0.519	0.578	0.581
K	0.427	0.403	0.365	0.346	0.412	0.380	0.410	0.392	0.403	0.451	0.374	0.390
Suma Cat.	16.655	16.575	16.518	16.549	16.517	16.443	16.401	16.450	16.450	16.509	16.501	16.536

Feno: fenocristales, feno(c):núcleos de fenocristales, feno(b): bordes de fenocristales

Anfiboles de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103333B	103333B	103473	103473	103473	103473	103474	103474	103474	103474	103474	103488
	22	30	104	105	118	119	27	35	36	38	78	1
Tipo	feno	feno	feno	feno(b)	feno(c)	feno(b)	feno	feno	feno(b)	feno(b)	feno	feno
SiO ₂	39.50	39.64	38.37	37.98	39.06	38.54	36.51	38.32	38.22	38.34	38.50	38.21
TiO ₂	5.91	5.18	6.13	6.92	5.87	6.08	6.10	6.36	6.03	6.01	5.64	6.23
Al ₂ O ₃	13.74	13.54	13.84	13.86	13.95	13.20	14.13	13.79	14.37	13.53	14.32	14.85
FeO	11.64	12.13	10.07	9.14	12.32	9.58	12.61	9.51	9.17	9.62	11.57	10.50
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08	0.06	0.01	0.01
MnO	0.03	0.07	0.07	0.03	0.07	0.04	0.06	0.03	0.00	0.01	0.07	0.01
MgO	11.83	11.45	12.31	12.83	10.96	12.55	10.93	12.79	12.81	12.66	10.65	10.84
CaO	11.56	11.65	11.92	12.70	11.90	12.07	12.14	12.21	12.24	12.55	11.90	11.74
Na ₂ O	2.15	1.71	2.03	1.87	2.13	2.02	2.10	2.03	1.88	1.87	1.88	2.56
K ₂ O	1.94	2.05	2.10	1.87	1.81	2.11	1.82	2.07	2.30	2.01	2.02	1.50
Total	98.31	97.45	96.89	97.21	98.07	96.19	96.40	97.17	97.10	96.66	96.56	96.45
Mg#	0.64	0.63	0.69	0.71	0.61	0.70	0.61	0.71	0.71	0.70	0.62	0.65
Catioones calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5.867	5.938	5.790	5.720	5.863	5.866	5.608	5.764	5.744	5.811	5.873	5.820
Ti	0.660	0.584	0.696	0.784	0.663	0.696	0.705	0.720	0.682	0.685	0.647	0.714
Al	2.403	2.389	2.459	2.459	2.466	2.366	2.557	2.442	2.543	2.416	2.572	2.664
Fe	1.446	1.520	1.271	1.151	1.547	1.219	1.620	1.196	1.152	1.219	1.476	1.338
Cr	0.001	0.004	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.007	0.009	0.007	0.001	0.002
Mn	0.003	0.009	0.009	0.004	0.009	0.005	0.008	0.004	0.000	0.001	0.010	0.001
Mg	2.619	2.557	2.769	2.881	2.453	2.848	2.503	2.868	2.870	2.861	2.422	2.462
Ca	1.840	1.870	1.927	2.049	1.914	1.968	1.998	1.968	1.971	2.038	1.945	1.916
Na	0.619	0.497	0.594	0.546	0.620	0.596	0.626	0.592	0.548	0.550	0.556	0.756
K	0.368	0.392	0.404	0.359	0.347	0.410	0.357	0.397	0.441	0.389	0.393	0.291
Suma Cat.	16.466	16.390	16.615	16.664	16.492	16.674	16.592	16.668	16.670	16.677	16.515	16.614

Feno: fenocristales, feno(c):núcleos de fenocristales, feno(b): bordes de fenocristales

Anfiboles de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103488	103488	104374	104374	76543	76543	80318	101892	103333B	103333B
	2	3	84	85	64	69	053(b)	142	6	10
Tipo	feno	feno(b)	feno	feno	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	38.25	38.68	38.98	38.64	39.04	37.81	39.06	38.43	39.33	37.95
TiO ₂	6.16	6.47	5.82	5.80	6.21	8.09	6.36	6.75	5.85	4.99
Al ₂ O ₃	14.40	14.81	13.50	13.51	13.36	12.90	12.84	11.52	12.70	11.50
FeO	10.79	10.98	11.41	10.70	12.62	9.57	10.98	15.69	10.13	9.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.21	0.14	0.14	0.00	0.05	0.00
MnO	0.00	0.04	0.20	0.13	0.00	0.00	0.04	0.14	0.10	0.06
MgO	11.17	11.50	11.92	11.93	11.11	12.12	12.00	9.32	12.39	11.71
CaO	11.90	11.64	12.36	12.22	12.46	13.14	12.60	11.27	12.43	15.03
Na ₂ O	2.38	2.55	2.02	2.08	1.93	1.77	2.00	2.82	2.16	1.81
K ₂ O	1.51	1.39	1.49	1.13	1.98	1.73	1.92	1.16	1.85	1.45
Total	96.56	98.07	97.70	96.14	98.92	97.27	97.94	97.10	96.99	94.19
Mg#	0.65	0.65	0.65	0.67	0.61	0.69	0.66	0.51	0.69	0.68
Catioones calculados en base a 24 (O, OH, F)										
Si	5.815	5.756	5.842	5.858	5.852	5.764	5.892	5.933	5.962	6.102
Ti	0.704	0.724	0.656	0.661	0.700	0.928	0.722	0.784	0.667	0.603
Al	2.578	2.596	2.383	2.411	2.358	2.316	2.281	2.094	2.268	2.177
Fe	1.372	1.367	1.430	1.357	1.582	1.220	1.385	2.026	1.284	1.303
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.025	0.017	0.017	0.000	0.006	0.000
Mn	0.000	0.004	0.025	0.017	0.000	0.000	0.005	0.019	0.013	0.008
Mg	2.531	2.551	2.663	2.696	2.483	2.755	2.698	2.145	2.800	2.807
Ca	1.938	1.856	1.985	1.985	2.001	2.146	2.036	1.864	2.019	2.589
Na	0.702	0.736	0.587	0.611	0.561	0.523	0.585	0.844	0.635	0.564
K	0.293	0.264	0.285	0.219	0.379	0.336	0.369	0.228	0.358	0.297
Suma Cat.	16.583	16.506	16.506	16.485	16.551	16.695	16.650	16.447	16.702	17.130

Feno: fenocristales, feno(c):núcleos de fenocristales, feno(b): bordes de fenocristales

Anfiboles de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103333B	103333B	103333B	103333B	103473	103474	103656	103656	103817	103817
	17	20	28	33	124	80	79	83	40	53
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	40.41	38.78	39.51	39.80	38.88	36.95	36.69	37.76	38.70	37.96
TiO ₂	5.34	6.28	6.01	6.00	6.27	7.75	7.48	6.90	6.32	6.59
Al ₂ O ₃	12.12	13.16	12.84	12.99	13.63	13.38	14.31	14.19	12.73	13.44
FeO	11.01	10.24	10.64	10.26	10.10	9.32	10.31	8.76	8.94	10.28
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	0.12	0.02	0.05	0.05	0.05	0.01	0.12	0.13	0.07	0.12
MgO	12.06	11.85	12.43	12.40	12.41	12.82	11.89	12.44	13.09	12.23
CaO	12.40	12.01	12.39	11.71	12.10	12.29	13.37	11.89	13.01	12.68
Na ₂ O	2.17	1.98	2.13	2.08	1.99	2.02	2.19	2.31	1.93	1.99
K ₂ O	1.89	1.98	1.85	1.85	2.01	1.54	1.39	1.85	1.55	1.47
Total	97.52	96.33	97.88	97.14	97.49	96.10	97.75	96.24	96.34	96.76
Mg#	0.66	0.67	0.68	0.68	0.69	0.71	0.67	0.72	0.72	0.68
Catioones calculados en base a 24 (O, OH, F)										
Si	6.110	5.912	5.928	5.966	5.831	5.620	5.571	5.731	5.885	5.760
Ti	0.607	0.720	0.678	0.677	0.707	0.887	0.854	0.788	0.723	0.752
Al	2.158	2.363	2.269	2.294	2.408	2.397	2.559	2.537	2.279	2.401
Fe	1.392	1.306	1.335	1.286	1.267	1.186	1.309	1.112	1.137	1.304
Cr	0.000	0.004	0.003	0.000	0.006	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Mn	0.015	0.002	0.006	0.006	0.006	0.002	0.015	0.017	0.009	0.015
Mg	2.718	2.693	2.780	2.771	2.775	2.907	2.691	2.815	2.967	2.766
Ca	2.009	1.962	1.992	1.881	1.944	2.003	2.175	1.934	2.120	2.061
Na	0.636	0.585	0.619	0.604	0.579	0.596	0.645	0.679	0.569	0.585
K	0.365	0.385	0.354	0.354	0.385	0.299	0.269	0.358	0.301	0.285
Suma Cat.	16.670	16.602	16.644	16.519	16.598	16.609	16.758	16.692	16.710	16.609

Feno: fenocristales, feno(c):núcleos de fenocristales, feno(b): bordes de fenocristales

Anfiboles de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	104374	104374	104534A	104538B	104538B	U_37	104551	104553A
	87	88	101	88	92	43	15	21
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	ocelo	ocelo
SiO ₂	38.44	37.97	37.45	38.41	37.48	38.41	40.98	40.00
TiO ₂	5.81	6.29	7.35	6.20	6.80	3.86	6.56	4.04
Al ₂ O ₃	12.69	13.36	14.12	14.23	14.13	13.48	9.90	9.41
FeO	11.10	11.45	9.72	8.41	9.23	20.11	18.60	22.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01
MnO	0.07	0.16	0.21	0.21	0.05	0.39	0.22	0.37
MgO	11.71	11.23	12.52	13.00	12.61	6.88	7.70	5.36
CaO	12.68	12.29	12.18	11.37	11.61	10.93	11.93	10.40
Na ₂ O	2.07	1.90	2.18	2.43	2.15	2.63	2.52	2.99
K ₂ O	1.22	1.46	1.61	1.61	1.47	1.62	1.56	1.15
Total	95.79	96.12	97.34	95.87	95.53	98.37	99.97	96.63
Mg#	0.65	0.64	0.70	0.73	0.71	0.38	0.42	0.29
Catioones calculados en base a 24 (O, OH, F)								
Si	5.910	5.814	5.623	5.778	5.679	5.899	6.283	6.374
Ti	0.672	0.725	0.830	0.702	0.775	0.446	0.757	0.484
Al	2.298	2.410	2.497	2.521	2.522	2.439	1.787	1.766
Fe	1.427	1.466	1.221	1.058	1.170	2.583	2.385	3.052
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001
Mn	0.009	0.021	0.027	0.027	0.006	0.051	0.029	0.050
Mg	2.684	2.564	2.803	2.915	2.848	1.575	1.760	1.273
Ca	2.089	2.016	1.959	1.832	1.885	1.799	1.960	1.776
Na	0.617	0.564	0.635	0.709	0.632	0.783	0.749	0.923
K	0.239	0.285	0.308	0.309	0.284	0.317	0.305	0.234
Suma Cat.	16.595	16.506	16.603	16.581	16.511	16.279	16.435	16.223

Feno: fenocristales, feno(c):núcleos de fenocristales, feno(b): bordes de fenocristales

OLIVINOS

Olivinos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892A	101892A	101892A	101892A	104867	104867	104867	104867	101892
	57	58	63	64	56	61	62	63	120
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	matriz
SiO ₂	39.30	38.06	39.99	39.69	39.60	40.02	39.12	38.29	38.28
TiO ₂	0.02	0.07	0.00	0.06	0.06	0.01	0.01	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	0.11	0.03	0.07	0.05	0.11	0.09	0.05	0.04	0.05
FeO	20.01	21.04	10.93	20.31	12.95	12.79	20.38	21.47	23.18
MnO	0.49	0.46	0.18	0.44	0.20	0.16	0.42	0.33	0.22
MgO	41.46	40.27	48.39	40.97	46.11	45.93	39.88	39.32	38.33
CaO	0.25	0.25	0.27	0.25	0.23	0.22	0.24	0.18	0.14
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
NiO	0.05	0.10	0.25	0.12	0.19	0.10	0.16	0.05	0.00
Total	101.70	100.29	100.09	101.89	99.45	99.32	100.29	99.71	100.23
Mg#	0.79	0.77	0.89	0.78	0.86	0.86	0.78	0.77	0.75
Cationes calculados en base a 4 O									
Si	0.994	0.984	0.987	1.003	0.992	1.002	1.006	0.996	0.997
Ti	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Al	0.003	0.001	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001
Fe	0.423	0.455	0.226	0.429	0.271	0.268	0.438	0.467	0.505
Mn	0.011	0.010	0.004	0.009	0.004	0.003	0.009	0.007	0.005
Mg	1.564	1.553	1.781	1.543	1.723	1.714	1.528	1.525	1.489
Ca	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007	0.005	0.004
Na	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ni	0.001	0.002	0.005	0.002	0.004	0.002	0.003	0.001	0.000
Suma cat.	3.003	3.014	3.012	2.995	3.004	2.998	2.994	3.003	3.003

feno: fenocristal

Olivinos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892	101892	101892	101892	101892A	101892A	101892A	101892A
	134	149	151	153	65	66	67	69
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	38.31	38.60	39.19	38.85	36.70	38.50	37.93	38.85
TiO ₂	0.05	0.02	0.01	0.02	0.08	0.00	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	0.07	0.02	0.08	0.08	0.02	0.05	0.03	0.04
FeO	19.24	21.62	16.41	16.04	23.01	22.69	23.11	18.90
MnO	0.16	0.23	0.18	0.23	0.54	0.43	0.50	0.43
MgO	41.51	39.81	44.00	44.20	38.38	38.93	38.55	41.77
CaO	0.15	0.17	0.17	0.17	0.29	0.31	0.29	0.20
Na ₂ O	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.06	0.07	0.13	0.06	0.07	0.00	0.08	0.11
Total	99.56	100.56	100.23	99.64	99.12	100.91	100.58	100.31
Mg#	0.79	0.77	0.83	0.83	0.75	0.75	0.75	0.8
Cationes calculados en base a 4 O								
Si	0.988	0.995	0.990	0.986	0.973	0.995	0.988	0.993
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Al	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001
Fe	0.415	0.466	0.347	0.340	0.510	0.490	0.503	0.404
Mn	0.004	0.005	0.004	0.005	0.012	0.009	0.011	0.009
Mg	1.596	1.530	1.657	1.673	1.517	1.500	1.496	1.591
Ca	0.004	0.005	0.005	0.005	0.008	0.009	0.008	0.005
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002
Suma cat	3.012	3.004	3.010	3.012	3.026	3.005	3.011	3.005

feno: fenocrystal

MICAS

Micas de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	80318	80318	80318	80318	103473	103474	103474	103474	103474	103474	103474	103684
	50	52	54	60	97	24	26	29	30	76	77	114
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	36.25	36.30	35.87	35.39	35.49	34.53	34.32	34.62	34.37	35.48	35.23	36.19
TiO ₂	8.80	8.57	8.21	8.46	8.83	8.77	8.68	8.42	8.81	8.22	8.44	8.31
Al ₂ O ₃	15.87	16.31	16.35	16.14	15.94	15.78	16.20	16.03	16.31	15.86	14.88	15.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.02	0.12	0.02	0.03	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	9.68	8.95	8.60	8.58	8.60	10.36	9.16	10.36	10.17	9.96	10.14	9.96
MnO	0.00	0.06	0.08	0.01	0.07	0.00	0.06	0.05	0.00	0.00	0.06	0.02
MgO	15.42	16.76	16.88	16.52	16.08	14.93	14.84	14.42	14.95	15.32	15.34	15.56
CaO	0.04	0.02	0.06	0.06	0.09	0.07	0.15	0.05	0.03	0.04	0.08	0.06
Na ₂ O	0.52	0.44	0.55	0.45	0.55	0.59	0.55	0.59	0.56	0.57	0.54	0.67
K ₂ O	9.17	9.49	9.74	9.75	9.54	8.50	8.67	9.03	8.76	9.25	9.17	7.28
Total	95.75	96.94	96.36	95.48	95.64	94.38	93.25	94.31	94.70	95.47	94.65	94.87
Mg#	0.74	0.77	0.78	0.78	0.77	0.72	0.74	0.71	0.72	0.73	0.73	0.74
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)												
Si	5.510	5.440	5.420	5.400	5.420	5.390	5.380	5.410	5.340	5.460	5.490	5.590
Ti	1.010	0.970	0.930	0.970	1.010	1.030	1.020	0.990	1.030	0.950	0.990	0.970
Al	2.842	2.880	2.909	2.901	2.869	2.899	2.992	2.950	2.983	2.877	2.730	2.730
Cr	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	1.230	1.120	1.090	1.090	1.100	1.350	1.200	1.350	1.320	1.280	1.320	1.290
Mn	0.000	0.010	0.010	0.000	0.010	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000
Mg	3.490	3.750	3.800	3.760	3.660	3.470	3.470	3.360	3.460	3.520	3.560	3.580
Ca	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.000	0.010	0.010	0.010
Na	0.150	0.130	0.160	0.130	0.160	0.180	0.170	0.180	0.170	0.170	0.160	0.200
K	1.780	1.820	1.880	1.900	1.860	1.690	1.730	1.800	1.740	1.820	1.820	1.430
Suma cat.	16.020	16.120	16.210	16.170	16.120	16.060	16.030	16.110	16.080	16.130	16.140	15.890

feno: fenocrystal

Micas de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103684	103684	103817	103817	103817	104374	104374	105796	81843	81843	101892	101892
	117	125	38	57	68	81	82	89	134	137	126	128
Tipo	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	37.31	36.03	34.76	35.49	34.93	35.41	35.23	37.95	34.82	35.07	34.68	36.48
TiO ₂	6.68	7.32	9.38	9.46	9.95	9.82	9.86	6.44	6.03	6.62	7.85	3.89
Al ₂ O ₃	14.47	14.63	15.69	15.41	15.52	15.35	15.57	14.25	15.25	14.76	13.53	12.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.17	0.00	0.01
FeO	13.28	13.03	10.84	9.49	10.85	9.32	9.51	8.78	23.05	23.44	24.86	20.48
MnO	0.22	0.16	0.05	0.01	0.09	0.02	0.08	0.03	0.00	0.08	0.16	0.09
MgO	13.96	13.78	13.35	14.91	13.41	14.61	14.56	16.89	8.18	7.87	5.74	8.94
CaO	0.04	0.03	0.04	0.02	0.07	0.10	0.09	0.03	0.04	0.13	0.06	3.10
Na ₂ O	0.52	0.61	0.52	0.41	0.67	0.57	0.57	0.45	0.47	0.46	0.54	1.03
K ₂ O	7.45	7.48	7.98	8.01	7.84	6.83	7.36	9.28	8.38	8.56	8.90	6.18
Total	94.70	93.66	94.03	94.34	94.11	93.04	94.08	97.63	96.22	97.15	96.32	92.83
Mg#	0.65	0.65	0.69	0.74	0.69	0.74	0.73	0.77	0.39	0.38	0.29	0.44
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)												
Si	5.810	5.670	5.460	5.490	5.450	5.510	5.460	5.830	5.600	5.610	5.660	5.990
Ti	0.780	0.870	1.110	1.100	1.170	1.150	1.150	0.740	0.730	0.800	0.960	0.480
Al	2.652	2.712	2.902	2.809	2.852	2.815	2.843	2.577	2.889	2.779	2.602	2.446
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.020	0.000	0.000
Fe	1.730	1.720	1.420	1.230	1.420	1.210	1.230	1.130	3.100	3.130	3.400	2.810
Mn	0.030	0.020	0.010	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.020	0.010
Mg	3.240	3.230	3.130	3.440	3.120	3.390	3.370	3.870	1.960	1.880	1.400	2.190
Ca	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.020	0.010	0.000	0.010	0.020	0.010	0.550
Na	0.160	0.190	0.160	0.120	0.200	0.170	0.170	0.130	0.150	0.140	0.170	0.330
K	1.480	1.500	1.600	1.580	1.560	1.360	1.460	1.820	1.720	1.750	1.850	1.300
Suma cat.	15.910	15.950	15.870	15.830	15.820	15.680	15.770	16.110	16.160	16.140	16.070	16.110

fenó: fenocristal

Micas de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892	101892	101892	102129	102131	102145	102145	102145	102147A	102147A	103471	103471
	135	141	157	10	88	59	64	65	85	98	77	82
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	35.17	34.84	36.59	37.70	35.85	37.79	38.53	36.75	35.98	34.90	34.87	34.00
TiO ₂	7.54	8.22	7.03	4.57	6.58	6.14	2.78	4.39	6.28	6.34	4.65	5.63
Al ₂ O ₃	13.82	13.45	13.29	13.55	13.75	12.77	12.53	12.62	12.38	13.08	15.21	15.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00
FeO	20.93	23.71	22.87	16.73	18.70	17.53	16.65	15.28	23.26	24.92	17.44	16.76
MnO	0.14	0.12	0.11	0.04	0.15	0.04	0.05	0.07	0.13	0.03	0.04	0.09
MgO	9.12	5.10	6.30	13.41	10.92	11.80	13.75	13.82	6.97	5.87	11.50	10.41
CaO	0.23	0.22	0.06	0.05	0.03	0.02	0.13	0.07	0.14	0.06	0.03	0.02
Na ₂ O	0.67	0.49	0.67	0.63	0.64	0.77	0.54	0.52	0.50	0.27	0.51	0.70
K ₂ O	8.24	8.51	8.86	8.45	8.55	8.94	7.95	8.17	8.45	8.94	8.48	8.49
Total	95.86	94.67	95.78	95.13	95.19	95.80	92.92	91.71	94.09	94.41	92.79	91.41
Mg#	0.44	0.28	0.33	0.59	0.51	0.55	0.60	0.62	0.35	0.30	0.54	0.53
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)												
Si	5.640	5.740	5.920	5.930	5.720	5.950	6.170	5.970	5.940	5.810	5.670	5.620
Ti	0.910	1.020	0.860	0.540	0.790	0.730	0.330	0.540	0.780	0.790	0.570	0.700
Al	2.609	2.611	2.531	2.509	2.585	2.367	2.363	2.413	2.408	2.565	2.914	2.978
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
Fe	2.810	3.270	3.090	2.200	2.500	2.310	2.230	2.070	3.210	3.470	2.370	2.310
Mn	0.020	0.020	0.020	0.010	0.020	0.010	0.010	0.010	0.020	0.000	0.010	0.010
Mg	2.180	1.250	1.520	3.140	2.600	2.770	3.280	3.340	1.720	1.460	2.790	2.560
Ca	0.040	0.040	0.010	0.010	0.010	0.000	0.020	0.010	0.020	0.010	0.010	0.000
Na	0.210	0.160	0.210	0.190	0.200	0.230	0.170	0.160	0.160	0.090	0.160	0.220
K	1.690	1.790	1.830	1.690	1.740	1.790	1.620	1.690	1.780	1.900	1.760	1.790
Suma cat.	16.110	15.900	15.990	16.220	16.170	16.160	16.190	16.200	16.040	16.100	16.260	16.190

fenó: fenocristal

Micas de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103471	103684	103684	103684	103811	103811	103817	104382	104395	104395
	87	92	120	124	53	57	41	195	155	156
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	33.75	34.77	34.92	34.91	35.24	34.15	35.42	34.47	35.32	35.88
TiO ₂	5.48	7.94	7.10	7.32	8.82	8.41	10.35	5.71	4.38	5.15
Al ₂ O ₃	15.15	14.99	15.29	14.77	15.83	15.75	15.33	14.29	13.40	12.85
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	0.12	0.00	0.00
FeO	15.50	11.16	10.57	14.06	9.51	10.06	10.27	23.69	22.51	22.96
MnO	0.12	0.09	0.04	0.11	0.03	0.11	0.03	0.17	0.18	0.16
MgO	11.75	14.38	15.28	12.72	15.63	15.49	13.61	7.18	9.85	9.41
CaO	0.08	0.07	0.08	0.10	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.20
Na ₂ O	0.87	0.59	0.58	0.61	0.65	0.69	0.04	0.45	0.45	0.58
K ₂ O	8.27	8.70	7.57	7.39	8.75	8.54	7.46	8.23	8.05	8.40
Total	91.02	94.39	92.99	93.04	96.82	95.31	93.68	95.17	94.43	95.88
Mg#	0.57	0.70	0.72	0.62	0.75	0.73	0.70	0.35	0.44	0.42

Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)

Si	5.570	5.500	5.530	5.600	5.400	5.340	5.520	5.680	5.790	5.820
Ti	0.680	0.940	0.850	0.880	1.020	0.990	1.210	0.710	0.540	0.630
Al	2.944	2.791	2.852	2.790	2.859	2.898	2.811	2.771	2.588	2.455
Cr	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.020	0.000	0.000
Fe	2.140	1.480	1.400	1.890	1.220	1.310	1.340	3.260	3.090	3.110
Mn	0.020	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.000	0.020	0.030	0.020
Mg	2.890	3.390	3.610	3.040	3.570	3.610	3.160	1.760	2.410	2.280
Ca	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.030
Na	0.280	0.180	0.180	0.190	0.190	0.210	0.010	0.140	0.140	0.180
K	1.740	1.750	1.530	1.510	1.710	1.700	1.480	1.730	1.680	1.740
Suma cat.	16.280	16.120	16.060	15.960	16.080	16.180	15.600	16.150	16.280	16.280

feno: fenocristal

Micas de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	105796	U-37	U-37	U-74	U-74	U-74	102129	103488	104551	104551
	64	37	41	48	49	50	22	6	12	14
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	ocelo	ocelo	ocelo	ocelo
SiO ₂	34.10	34.39	34.07	33.03	32.65	32.67	34.42	34.88	36.17	37.02
TiO ₂	9.32	4.91	4.55	4.17	5.46	3.92	5.65	5.00	8.55	3.09
Al ₂ O ₃	14.04	15.87	14.95	17.55	16.84	16.73	12.75	15.86	12.61	13.54
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.07	0.05	0.03	0.00	0.00
FeO	17.48	22.49	25.18	17.96	13.78	18.96	25.39	17.69	20.57	25.19
MnO	0.03	0.44	0.57	0.14	0.16	0.35	0.11	0.02	0.16	0.40
MgO	9.46	8.69	7.49	11.44	13.44	12.09	4.71	11.08	8.20	7.47
CaO	0.08	0.07	0.21	0.10	0.44	0.11	0.04	0.05	0.03	0.05
Na ₂ O	0.67	0.40	0.24	0.44	0.47	0.32	0.36	0.71	0.72	0.06
K ₂ O	8.16	8.53	8.92	8.18	8.12	7.12	8.66	8.59	8.97	9.92
Total	93.59	95.83	96.21	93.01	91.36	92.34	92.14	95.24		
Mg#	0.49	0.41	0.35	0.53	0.63	0.53	0.25	0.53	0.42	0.35

Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)

Si	5.530	5.560	5.580	5.380	5.320	5.370	5.900	5.590	5.790	6.010
Ti	1.140	0.600	0.560	0.510	0.670	0.480	0.730	0.600	1.030	0.380
Al	2.683	3.020	2.886	3.364	3.233	3.236	2.573	2.995	2.379	2.589
Cr	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000
Fe	2.370	3.040	3.450	2.440	1.880	2.600	3.640	2.370	2.760	3.420
Mn	0.000	0.060	0.080	0.020	0.020	0.050	0.020	0.000	0.020	0.060
Mg	2.290	2.090	1.830	2.780	3.270	2.960	1.200	2.650	1.960	1.810
Ca	0.010	0.010	0.040	0.020	0.080	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010
Na	0.210	0.130	0.080	0.140	0.150	0.100	0.120	0.220	0.220	0.020
K	1.690	1.760	1.870	1.700	1.690	1.490	1.890	1.760	1.830	2.060
Suma cat.	15.920	16.280	16.380	16.350	16.310	16.320	16.090	16.280	16.010	16.360

feno: fenocristal

FELDESPATOS

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	102147A	104395	104395	104395	104529	104543B	104551	104551	104867	105796
	78	3	4	5	114	57	25	27	77	94
Mineral	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó	fenó
SiO ₂	50.95	56.49	55.98	56.57	57.02	56.26	57.48	57.81	59.78	52.01
TiO ₂	0.06	0.04	0.06	0.08	*	0.07	0.07	0.14	0.02	0.07
Al ₂ O ₃	30.10	27.56	26.95	26.13	26.07	27.00	26.53	25.90	25.54	28.59
FeO	0.19	0.17	0.16	0.14	0.18	0.09	0.28	0.25	0.00	0.36
MnO	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.05	0.04	0.05	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07
CaO	14.07	10.27	10.39	9.08	8.82	9.24	9.54	8.86	6.98	12.57
Na ₂ O	3.73	5.03	4.90	5.38	6.31	6.12	5.91	6.09	7.69	3.99
K ₂ O	0.31	0.70	0.82	1.06	0.89	0.49	0.61	0.82	0.40	0.46
Total	99.45	100.30	99.35	98.48	99.30	99.28	100.42	99.91	100.41	98.11
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	9.352	10.135	10.154	10.322	10.331	10.174	10.295	10.391	10.618	9.631
Ti	0.009	0.005	0.009	0.011	0.000	0.010	0.009	0.019	0.003	0.009
Al	6.507	5.823	5.757	5.615	5.563	5.750	5.596	5.482	5.342	6.235
Fe	0.028	0.026	0.024	0.021	0.027	0.014	0.042	0.038	0.000	0.056
Mn	0.000	0.000	0.006	0.000	0.002	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000
Mg	0.013	0.011	0.012	0.014	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.020
Ca	2.767	1.974	2.019	1.774	1.712	1.790	1.831	1.706	1.328	2.494
Na	1.328	1.750	1.723	1.903	2.217	2.146	2.052	2.122	2.648	1.433
K	0.073	0.160	0.190	0.247	0.206	0.113	0.139	0.188	0.091	0.107
Suma cat.	20.077	19.884	19.894	19.917	20.058	20.000	19.964	19.964	20.030	19.995
Términos finales										
Ab	31.9	45.1	43.8	48.5	53.6	53.0	51.0	52.8	65.1	35.5
An	66.4	50.8	51.3	45.2	41.4	44.2	45.5	42.5	32.7	61.8
Or	1.8	4.1	4.8	6.3	5.0	2.8	3.5	4.7	2.2	2.7

fenó: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	76543	76543	81843	81843	81843	101892	101892	101892	101892	102129
	61	63	129	135	140	29	34	121	124	2
Mineral	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	51.63	52.67	52.53	53.49	52.67	52.66	52.21	51.65	51.65	52.71
TiO ₂	0.17	0.14	0.06	0.14	0.11	0.11	0.08	0.08	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	29.42	29.07	29.76	28.71	29.35	29.26	29.72	29.36	29.39	29.04
FeO	0.43	0.21	0.47	0.15	0.00	0.44	0.37	0.36	0.46	0.47
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	0.08	0.07	0.06	0.05	0.07	0.13	0.06	0.10	0.07	0.07
CaO	14.00	12.71	13.57	12.70	13.44	12.28	13.20	13.19	12.70	12.33
Na ₂ O	3.50	4.04	3.92	4.33	3.93	4.27	3.91	3.94	4.01	4.33
K ₂ O	0.59	1.01	0.30	0.40	0.36	0.24	0.21	0.22	0.24	0.32
Total	99.82	99.92	100.67	99.96	99.94	99.39	99.78	98.90	98.64	99.39
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	9.452	9.609	9.508	9.714	9.579	9.616	9.516	9.506	9.521	9.635
Ti	0.023	0.019	0.008	0.019	0.015	0.015	0.011	0.010	0.016	0.018
Al	6.343	6.245	6.344	6.140	6.286	6.293	6.379	6.363	6.380	6.251
Fe	0.066	0.031	0.071	0.022	0.000	0.068	0.057	0.056	0.071	0.071
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Mg	0.023	0.020	0.017	0.014	0.020	0.035	0.015	0.027	0.020	0.018
Ca	2.746	2.484	2.632	2.471	2.619	2.403	2.578	2.601	2.508	2.415
Na	1.242	1.429	1.376	1.525	1.386	1.512	1.382	1.406	1.433	1.535
K	0.138	0.235	0.070	0.092	0.084	0.055	0.048	0.052	0.056	0.075
Suma cat.	20.033	20.072	20.026	19.997	19.989	19.997	19.989	20.021	20.005	20.018
Términos finales										
Ab	30.1	34.5	33.7	37.3	33.9	38.1	34.5	34.6	35.9	38.1
An	66.6	59.9	64.5	60.4	64.0	60.5	64.3	64.1	62.7	60.0
Or	3.3	5.7	1.7	2.3	2.1	1.4	1.2	1.3	1.4	1.9

fenó: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	102129	102129	102131	102135	102135	102135	102145	102145	102145	103333B
	4	27	89	106	107	118	60	61	63	8
Mineral	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	53.70	53.27	52.68	51.11	55.41	52.09	55.30	53.52	56.47	68.47
TiO ₂	0.13	0.19	0.12	0.15	0.11	0.09	0.10	0.12	0.14	0.02
Al ₂ O ₃	28.71	28.82	28.97	29.73	26.63	29.33	27.89	28.21	26.34	19.09
FeO	0.62	0.62	0.66	0.43	0.53	0.42	0.31	0.48	0.48	0.10
MnO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.01	0.00
MgO	0.12	0.12	0.16	0.10	0.07	0.07	0.06	0.08	0.04	0.00
CaO	10.69	10.19	11.43	13.22	9.51	12.46	11.40	11.11	9.35	0.17
Na ₂ O	4.51	4.41	4.45	3.94	5.80	4.11	5.50	5.14	5.94	12.06
K ₂ O	0.85	1.57	0.56	0.31	0.37	0.24	0.43	0.36	0.58	0.07
Total	99.36	99.19	99.03	98.99	98.42	98.81	101.08	99.07	99.35	99.97
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	9.794	9.758	9.662	9.416	10.152	9.573	9.924	9.798	10.247	11.992
Ti	0.018	0.026	0.016	0.021	0.015	0.012	0.013	0.017	0.019	0.002
Al	6.167	6.217	6.257	6.450	5.746	6.348	5.894	6.082	5.629	3.937
Fe	0.095	0.095	0.101	0.066	0.080	0.065	0.047	0.074	0.073	0.014
Mn	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.007	0.001	0.000
Mg	0.032	0.034	0.045	0.027	0.019	0.018	0.016	0.023	0.012	0.000
Ca	2.089	2.000	2.246	2.609	1.867	2.454	2.192	2.179	1.818	0.031
Na	1.595	1.566	1.583	1.407	2.060	1.465	1.914	1.825	2.090	4.095
K	0.198	0.367	0.131	0.072	0.086	0.057	0.098	0.084	0.134	0.015
Suma cat.	19.993	20.063	20.041	20.068	20.025	19.992	20.112	20.089	20.023	20.086
Términos finales										
Ab	41.1	39.8	40.0	34.4	51.3	36.8	45.5	44.6	51.7	98.9
An	53.8	50.9	56.7	63.8	46.5	61.7	52.1	53.3	45.0	0.7
Or	5.1	9.3	3.3	1.8	2.1	1.4	2.3	2.1	3.3	0.4

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103333B	103333B	103333B	103333B	103471	103474	103488	103488	103811	103811
	18	19	27	32	67	82	18	25	54	65
Mineral	FK	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	64.15	68.06	68.61	67.90	62.76	53.35	55.70	52.03	59.39	52.21
TiO ₂	0.03	0.00	0.03	0.04	0.00	0.17	0.10	0.11	0.10	0.11
Al ₂ O ₃	18.11	19.71	19.25	19.82	21.32	27.43	27.46	30.13	23.57	28.46
FeO	0.29	0.14	0.06	0.51	2.92	0.53	0.32	0.33	0.57	0.59
MnO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.02	0.01	0.00	0.12	1.55	0.06	0.03	0.06	0.02	0.09
CaO	0.21	0.23	0.19	0.66	1.07	9.94	9.63	13.47	5.22	11.20
Na ₂ O	0.80	12.25	11.20	11.68	9.93	5.02	5.79	3.92	7.09	4.89
K ₂ O	15.18	0.02	0.10	0.18	0.71	1.09	0.64	0.36	2.57	0.82
Total	98.80	100.45	99.44	100.90	100.26	97.60	99.68	100.41	98.53	98.38
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	11.981	11.884	12.031	11.831	11.207	9.860	10.055	9.420	10.831	9.629
Ti	0.004	0.001	0.004	0.005	0.000	0.024	0.014	0.015	0.014	0.015
Al	3.983	4.053	3.975	4.067	4.484	5.970	5.838	6.424	5.062	6.182
Fe	0.045	0.020	0.009	0.074	0.436	0.082	0.049	0.050	0.087	0.091
Mn	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Mg	0.006	0.003	0.000	0.031	0.413	0.017	0.009	0.015	0.005	0.025
Ca	0.042	0.043	0.036	0.123	0.205	1.968	1.863	2.613	1.020	2.213
Na	0.290	4.148	3.808	3.946	3.438	1.799	2.027	1.376	2.507	1.749
K	3.617	0.005	0.022	0.039	0.162	0.257	0.147	0.083	0.598	0.193
Suma cat.	19.970	20.161	19.885	20.116	20.345	19.998	20.002	20.006	20.124	20.109
Términos finales										
Ab	7.3	98.9	98.5	96.1	90.4	44.7	50.2	33.8	60.8	42.1
An	1.1	1.0	0.9	3.0	5.4	48.9	46.1	64.2	24.7	53.3
Or	91.6	0.1	0.6	0.9	4.3	6.4	3.6	2.0	14.5	4.6

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103811	103811	103811	104382	104392	104395	104395	104867	104867	105786
	70	71	72	196	114	2	157	52	55	60
Mineral	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	55.88	52.80	55.44	51.05	51.79	55.86	54.32	53.87	53.02	52.26
TiO ₂	0.17	0.14	0.15	0.13	0.09	0.09	0.14	0.06	0.13	0.13
Al ₂ O ₃	26.41	27.50	25.74	30.30	28.87	26.97	28.32	28.35	28.85	29.04
FeO	0.74	0.69	0.75	0.58	0.85	0.53	0.41	0.34	0.51	0.46
MnO	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00
MgO	0.08	0.05	0.03	0.05	0.31	0.05	0.05	0.07	0.11	0.13
CaO	7.69	9.95	8.26	13.82	12.17	9.93	11.48	11.62	11.93	11.72
Na ₂ O	4.42	5.43	6.16	3.78	4.61	5.17	5.04	4.93	4.45	4.53
K ₂ O	3.27	0.97	1.35	0.35	0.71	0.55	0.44	0.40	0.37	0.73
Total	98.68	97.53	97.89	100.07	99.40	99.19	100.20	99.64	99.43	99.00
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	10.240	9.795	10.217	9.326	9.530	10.146	9.829	9.794	9.668	9.608
Ti	0.023	0.020	0.021	0.018	0.012	0.012	0.019	0.008	0.018	0.018
Al	5.699	6.008	5.586	6.519	6.256	5.769	6.035	6.070	6.195	6.287
Fe	0.113	0.107	0.116	0.089	0.131	0.081	0.062	0.052	0.078	0.071
Mn	0.003	0.000	0.002	0.002	0.000	0.006	0.000	0.000	0.009	0.000
Mg	0.022	0.014	0.008	0.014	0.085	0.013	0.013	0.019	0.030	0.036
Ca	1.510	1.978	1.631	2.705	2.399	1.933	2.226	2.263	2.331	2.309
Na	1.571	1.953	2.201	1.339	1.645	1.821	1.768	1.738	1.573	1.615
K	0.764	0.230	0.317	0.082	0.167	0.127	0.102	0.093	0.086	0.171
Suma cat.	19.955	20.125	20.119	20.094	20.225	19.918	20.054	20.037	19.988	20.115
Términos finales										
Ab	40.9	46.9	53.0	32.5	39.1	46.9	43.2	42.5	39.4	39.4
An	39.3	47.5	39.3	65.6	57.0	49.8	54.3	55.3	58.4	56.4
Or	19.9	5.5	7.6	2.0	4.0	3.3	2.5	2.3	2.2	4.2

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	105786	U-37	103817	103817	104374	104403	104403	104538B	80318	103333B
	61	36	48	51	90	36	37	87	8	7
Mineral	Plg	Plg	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	FK	FK
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	51.99	66.87	67.49	67.30	66.30	66.88	66.16	66.37	62.95	63.59
TiO ₂	0.16	0.04	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.20	0.07
Al ₂ O ₃	28.66	20.14	19.75	19.48	19.03	19.86	20.72	19.70	20.33	18.80
FeO	0.45	0.76	0.08	0.15	0.13	0.11	0.08	0.19	0.67	0.15
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.09	0.21	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.38	0.00
CaO	12.29	0.87	0.16	0.05	0.81	0.72	1.50	1.11	0.49	0.05
Na ₂ O	4.54	10.91	12.35	12.50	11.74	11.89	11.34	11.69	2.51	0.60
K ₂ O	0.27	0.25	0.02	0.02	0.46	0.14	0.10	0.02	11.58	15.48
Total	98.45	100.05	99.85	99.51	98.51	99.65	99.92	99.12	99.12	98.73
Cationes calculados en base a 32 O										
Si	9.605	11.755	11.856	11.873	11.852	11.792	11.649	11.694	11.602	11.889
Ti	0.022	0.005	0.000	0.001	0.005	0.001	0.003	0.003	0.028	0.010
Al	6.236	4.170	4.086	4.047	4.006	4.124	4.296	4.088	4.412	4.139
Fe	0.070	0.112	0.012	0.022	0.019	0.016	0.012	0.028	0.103	0.023
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.025	0.055	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.005	0.104	0.000
Ca	2.433	0.164	0.030	0.009	0.155	0.136	0.283	0.210	0.097	0.010
Na	1.626	3.719	4.207	4.276	4.069	4.065	3.872	3.994	0.897	0.218
K	0.064	0.056	0.004	0.005	0.105	0.031	0.022	0.004	2.723	3.692
Suma cat.	20.081	20.036	20.195	20.233	20.211	20.173	20.137	20.096	19.968	19.981
Términos finales										
Ab	39.4	94.4	99.2	99.7	94.0	96.1	92.7	94.9	24.1	5.6
An	59.0	4.2	0.7	0.2	3.6	3.2	6.8	5.0	2.6	0.3
Or	1.6	1.4	0.1	0.1	2.4	0.7	0.5	0.1	73.3	94.2

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103473	103474	103474	104538B	104553A	104553A	104534A	104551	105794	104538B	104538B
	116	74	92	89	22	25	107	17	18	83	85
Mineral	FK	FK	FK	FK	Plg	FA	Ab	Ab	Ab	FK	FK
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	ocelo	ocelo	ocelo	ocelo	ocelo	ocelo	ocelo
SiO ₂	64.48	62.95	64.01	64.03	63.77	64.99	68.36	67.73	65.01	62.36	64.29
TiO ₂	0.23	0.25	0.19	0.08	0.14	0.10	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	19.27	19.03	19.26	18.77	22.33	19.35	19.52	20.07	19.36	19.75	18.32
FeO	0.38	0.38	0.30	0.10	0.30	0.24	0.04	0.33	1.31	0.21	0.07
MnO	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
MgO	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.17	0.00
CaO	0.84	0.91	0.86	0.02	4.11	0.62	0.12	1.09	0.48	0.04	0.02
Na ₂ O	2.79	3.30	4.06	0.34	8.63	5.92	11.16	10.90	11.07	0.18	0.48
K ₂ O	11.81	11.61	10.16	15.79	1.06	8.73	0.05	0.37	0.16	15.64	15.76
Total	99.84	98.45	98.88	99.14	100.36	99.96	99.25	100.50	97.40	98.38	98.99
Cationes calculados en base a 32 O											
Si	11.797	11.682	11.756	11.900	11.258	11.763	11.989	11.830	11.772	11.681	11.976
Ti	0.032	0.035	0.026	0.011	0.019	0.014	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Al	4.152	4.159	4.166	4.108	4.642	4.125	4.032	4.128	4.129	4.357	4.019
Fe	0.058	0.059	0.045	0.016	0.044	0.036	0.006	0.048	0.198	0.033	0.011
Mn	0.003	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.006
Mg	0.005	0.001	0.012	0.003	0.005	0.003	0.000	0.003	0.001	0.047	0.000
Ca	0.165	0.181	0.169	0.004	0.777	0.120	0.023	0.204	0.093	0.008	0.004
Na	0.990	1.187	1.445	0.123	2.954	2.078	3.795	3.691	3.887	0.065	0.173
K	2.757	2.749	2.380	3.744	0.239	2.016	0.011	0.082	0.037	3.737	3.745
Suma cat.	19.959	20.086	20.001	19.909	19.938	20.155	19.856	19.986	20.118	19.933	19.935
Términos finales											
Ab	25.3	28.8	36.2	3.2	74.4	49.3	99.1	92.8	96.8	1.7	4.4
An	4.2	4.4	4.2	0.1	19.6	2.8	0.6	5.1	2.3	0.2	0.1
Or	70.5	66.8	59.6	96.7	6.0	47.8	0.3	2.1	0.9	98.1	95.5

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

Feldespatos de los diques alcalino de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103488	104551	103657B	104534A	104534A	104540A	104540A	105796	105796	105796	104534A
	10	18	14	91	102	46	49	85	92	91	104
Mineral	FK	FK	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	FK	FK
Tipo	ocelo	ocelo	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.	v.c.
SiO ₂	64.08	64.93	68.26	69.32	68.36	66.98	67.52	65.43	68.41	64.28	64.28
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.06	0.02	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	18.32	17.90	20.32	18.42	19.19	19.37	19.54	19.88	19.25	18.05	18.10
FeO	0.11	0.09	0.38	0.00	0.12	0.02	0.00	0.75	0.16	0.18	0.15
MnO	0.06	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.06	0.03
MgO	0.08	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.63	0.05	0.07	0.01
CaO	0.04	0.01	0.39	0.08	0.13	0.04	0.03	1.27	0.14	0.03	0.08
Na ₂ O	0.37	0.28	11.18	11.32	11.64	12.01	11.76	10.31	11.89	0.19	0.48
K ₂ O	16.15	16.23	0.21	0.02	0.06	0.03	0.04	0.21	0.04	16.40	15.86
Total	99.21	99.44	100.84	99.17	99.51	98.47	98.95	98.53	99.97	99.28	98.99
Cationes calculados en base a 32 O											
Si	11.936	12.063	11.854	12.156	11.991	11.897	11.917	11.683	11.975	11.990	11.985
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.007	0.008	0.003	0.004	0.000
Al	4.019	3.916	4.156	3.804	3.964	4.052	4.061	4.181	3.968	3.965	3.974
Fe	0.017	0.014	0.055	0.000	0.018	0.003	0.000	0.112	0.023	0.027	0.023
Mn	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.010	0.005
Mg	0.022	0.000	0.008	0.000	0.003	0.000	0.003	0.168	0.012	0.018	0.003
Ca	0.007	0.002	0.073	0.015	0.024	0.008	0.006	0.243	0.026	0.006	0.016
Na	0.134	0.101	3.765	3.849	3.959	4.136	4.025	3.570	4.036	0.067	0.174
K	3.838	3.847	0.047	0.004	0.013	0.007	0.009	0.047	0.008	3.903	3.772
Suma cat.	19.983	19.943	19.968	19.829	19.972	20.106	20.028	20.012	20.054	19.990	19.952
Términos finales											
Ab	3.4	2.6	96.9	99.5	99.1	99.6	99.6	92.5	99.2	1.7	4.4
An	0.2	0.1	1.9	0.4	0.6	0.2	0.1	6.3	0.6	0.2	0.4
Or	96.5	97.4	1.2	0.1	0.3	0.2	0.2	1.2	0.2	98.2	95.2

feno: fenocristal; v.c.: vesículas con clorita; Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico

APATITOS

Apatitos de los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	103471	103488	103817	104529	104529	104538B	SY-12	SY-12	SY-12	SY-12
	56	12	54	139	141	107	43	46	48	50
Tipo	feno	feno	matriz	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	0.15	0.20	0.55	0.22	0.27	0.21	0.02	0.10	0.12	0.12
TiO ₂	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	0.70	0.65	0.30	0.51	0.50	0.64	0.34	0.45	0.38	0.45
MnO	0.14	0.21	0.04	0.11	0.19	0.09	0.12	0.09	0.10	0.06
MgO	0.19	0.20	0.33	0.21	0.20	0.27	0.21	0.15	0.04	0.08
SrO	0.29	0.21	0.21	0.32	0.30	0.02	0.19	0.19	0.16	0.17
CaO	52.23	52.97	52.23	52.83	53.04	52.54	52.13	52.42	52.55	52.86
Na ₂ O	0.25	0.24	0.15	0.25	0.32	0.14	0.20	0.17	0.30	0.16
K ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅	42.63	43.04	42.98	42.40	41.70	43.04	43.24	43.60	42.81	43.05
SO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	1.68	1.53	2.31	1.77	1.66	2.72	2.23	2.58	2.23	2.77
Cl	0.32	0.33	0.51	0.43	0.37	0.40	0.54	0.59	0.63	0.51
Total	98.60	99.65	99.65	99.07	98.56	100.08	99.25	100.41	99.33	100.24
Cationes calculados en base a 26 (O, OH, F, Cl)										
Si	0.026	0.034	0.096	0.038	0.046	0.036	0.004	0.017	0.021	0.021
Ti	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Al	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.102	0.093	0.044	0.073	0.071	0.093	0.050	0.066	0.055	0.065
Mn	0.021	0.030	0.006	0.016	0.028	0.013	0.018	0.013	0.014	0.009
Mg	0.049	0.051	0.086	0.054	0.051	0.070	0.055	0.039	0.010	0.021
Sr	0.029	0.021	0.021	0.032	0.030	0.002	0.019	0.019	0.016	0.017
Ca	9.715	9.725	9.782	9.741	9.715	9.776	9.789	9.801	9.798	9.833
Na	0.084	0.080	0.051	0.083	0.106	0.047	0.068	0.058	0.101	0.054
K	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.002
P	6.266	6.244	6.361	6.178	6.035	6.328	6.416	6.442	6.307	6.328
S	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
F	0.922	0.829	1.277	0.963	0.897	1.494	1.236	1.424	1.227	1.521
Cl	0.094	0.096	0.151	0.125	0.107	0.118	0.160	0.175	0.186	0.150
Suma cat.	17.308	17.223	17.884	17.303	17.086	17.977	17.815	18.068	17.737	18.021

feno: fenocrystal

VIII.2. MEGACRISTALES Y ENCLAVES MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS

CLINOPIROXENOS

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	101892	102142	102142	104390	104390	104394	104394	104394	104394
	35	33	34	10	11	10	15	3	7
Tipo	mega inc.	mega inc.	mega inc.	mega pur.	mega pur.	I	I	I	I
SiO ₂	47.52	50.96	49.21	49.40	49.31	51.12	51.20	50.74	50.71
TiO ₂	1.11	0.43	0.65	0.75	0.66	0.44	0.48	0.54	0.44
Al ₂ O ₃	8.33	5.65	7.61	5.85	5.50	5.45	5.68	5.96	5.68
FeO	9.57	5.30	5.25	8.35	7.95	2.93	2.69	2.18	2.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.64	1.00	0.00	0.02	0.71	0.65	0.60	0.47
MnO	0.17	0.13	0.10	0.25	0.27	0.04	0.12	0.10	0.05
NiO	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.10	0.12	0.06	0.00
MgO	12.39	17.25	16.24	11.89	11.90	16.06	16.10	16.79	16.84
CaO	19.03	17.80	18.58	21.98	21.97	23.21	23.20	21.29	21.59
Na ₂ O	0.78	0.61	0.66	1.24	1.28	0.83	0.93	0.41	0.40
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	98.92	98.78	99.34	99.71	98.88	100.89	101.17	98.67	98.38
Mg#	0.70	0.85	0.85	0.72	0.73	0.91	0.91	0.93	0.93
Cationes en base a 6 O									
Si	1.781	1.871	1.800	1.834	1.844	1.835	1.831	1.858	1.861
Ti	0.031	0.012	0.018	0.021	0.019	0.012	0.013	0.015	0.012
Al	0.368	0.244	0.328	0.256	0.242	0.231	0.239	0.257	0.245
Fe	0.300	0.163	0.161	0.259	0.248	0.088	0.080	0.067	0.067
Cr	0.000	0.019	0.029	0.000	0.001	0.020	0.018	0.017	0.014
Mn	0.005	0.004	0.003	0.008	0.009	0.001	0.004	0.003	0.002
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.003	0.003	0.002	0.000
Mg	0.692	0.944	0.885	0.658	0.663	0.860	0.858	0.917	0.921
Ca	0.764	0.700	0.728	0.874	0.880	0.893	0.889	0.835	0.849
Na	0.057	0.043	0.047	0.089	0.093	0.058	0.064	0.029	0.028
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Suma cat.	3.999	4.000	4.000	3.999	4.000	4.001	3.999	4.000	4.000
Términos finales									
Wo	43.4	38.7	41.0	48.6	48.9	48.5	48.5	45.9	46.2
En	39.3	52.1	49.8	36.6	36.8	46.7	46.9	50.3	50.1
Fs	17.3	9.2	9.2	14.8	14.3	4.8	4.6	3.8	3.7

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104394	104394	104394	104546B	104546B	104546B	104546B	104546B	104546B
	8	9	10	11	12	13	20	21	23
Tipo	I	I	I	I	I	I	I	I	I
SiO ₂	52.20	51.88	52.49	50.57	50.77	51.38	51.20	50.68	51.53
TiO ₂	0.45	0.43	0.48	0.87	0.91	0.82	0.88	0.84	0.82
Al ₂ O ₃	5.80	5.93	5.84	7.36	7.63	7.70	7.71	6.93	7.56
FeO	2.73	2.89	3.14	3.33	3.18	3.38	3.21	3.22	3.26
Cr ₂ O ₃	0.42	0.58	0.50	0.16	0.30	0.25	0.28	0.26	0.28
MnO	0.05	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02
NiO	0.06	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.06
MgO	16.21	16.32	16.42	15.64	15.48	15.40	15.90	15.45	15.65
CaO	21.35	21.36	21.19	20.78	20.02	19.45	20.64	20.51	20.29
Na ₂ O	0.81	0.80	0.79	1.16	1.28	1.20	1.07	1.20	1.18
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01
Total	100.08	100.23	100.94	100.00	99.65	99.68	100.92	99.16	100.66
Mg#	0.91	0.91	0.90	0.89	0.90	0.89	0.90	0.90	0.90
Cationes en base a 6 O									
Si	1.886	1.872	1.882	1.826	1.839	1.863	1.832	1.847	1.850
Ti	0.012	0.012	0.013	0.024	0.025	0.022	0.024	0.023	0.022
Al	0.247	0.252	0.247	0.314	0.326	0.329	0.325	0.297	0.319
Fe	0.083	0.087	0.094	0.101	0.096	0.103	0.096	0.098	0.098
Cr	0.012	0.017	0.014	0.005	0.009	0.007	0.008	0.007	0.008
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
Ni	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Mg	0.874	0.878	0.878	0.842	0.836	0.833	0.848	0.839	0.838
Ca	0.827	0.826	0.814	0.804	0.777	0.756	0.791	0.801	0.780
Na	0.057	0.056	0.055	0.081	0.090	0.084	0.074	0.085	0.082
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma cat.	4.002	4.001	4.000	4.001	4.001	4.000	3.999	3.999	4.000
Términos finales									
Wo	46.3	46.1	45.5	46.0	45.4	44.6	45.6	46.0	45.5
En	49.0	49.0	49.1	48.1	48.9	49.2	48.8	48.3	48.8
Fs	4.7	4.9	5.4	5.9	5.7	6.2	5.6	5.7	5.7

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacrystales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104546B	105787	105787	105787	105787	105787	101892	101892	101892
	27	41	42	44	48	49	4	5	10
Tipo	I	I	I	I	I	I	II	II	II
SiO ₂	50.50	50.98	51.43	51.39	51.36	51.32	47.98	48.48	47.99
TiO ₂	0.85	0.47	0.39	0.34	0.38	0.44	0.80	0.57	0.77
Al ₂ O ₃	7.54	6.24	6.23	6.16	6.28	6.26	9.70	9.31	9.66
FeO	3.28	2.65	2.87	2.65	2.85	3.00	6.63	5.97	6.77
Cr ₂ O ₃	0.37	0.79	0.83	0.81	0.81	0.82	0.05	0.01	0.05
MnO	0.09	0.06	0.09	0.00	0.01	0.08	0.07	0.08	0.11
NiO	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01
MgO	15.20	15.59	15.72	15.14	14.86	15.52	13.75	14.56	13.95
CaO	20.50	20.71	21.01	21.04	20.85	20.83	20.18	21.06	19.34
Na ₂ O	1.08	1.72	1.59	1.64	1.58	1.54	0.78	0.56	0.97
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	99.44	99.21	100.18	99.21	99.02	99.85	99.99	100.63	99.63
Mg#	0.89	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.79	0.81	0.79
Cationes en base a 6 O									
Si	1.838	1.848	1.849	1.867	1.873	1.854	1.755	1.758	1.758
Ti	0.023	0.013	0.010	0.009	0.011	0.012	0.022	0.015	0.021
Al	0.324	0.266	0.264	0.264	0.270	0.266	0.418	0.397	0.417
Fe	0.100	0.081	0.086	0.080	0.087	0.090	0.203	0.181	0.208
Cr	0.011	0.023	0.023	0.023	0.023	0.023	0.002	0.000	0.001
Mn	0.003	0.002	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.003
Ni	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Mg	0.824	0.843	0.843	0.820	0.808	0.836	0.750	0.787	0.762
Ca	0.800	0.804	0.809	0.819	0.815	0.806	0.791	0.818	0.759
Na	0.076	0.121	0.111	0.116	0.112	0.108	0.055	0.039	0.069
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	4.000	4.001	3.999	3.999	4.000	3.998	3.999	3.999	3.998
Términos finales									
Wo	46.3	46.5	46.5	47.6	47.7	46.5	45.3	45.7	43.8
En	47.8	48.7	48.4	47.7	47.3	48.2	43.0	44.0	44.0
Fs	5.9	4.8	5.1	4.7	5.1	5.4	11.7	10.3	12.2

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrystales incoloros; mega pur.: megacrystales púrpuras

Megacrystales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	101892	101892	101892	101892	101892	101892	101892	101892	102131
	11	13	14	16	18	20	22	159	39
Tipo	II	II	II	II	II	II	II	II	II
SiO ₂	47.68	47.88	48.57	47.69	47.44	47.81	47.03	48.18	48.56
TiO ₂	0.87	0.73	0.58	0.94	0.88	0.67	0.75	0.89	0.62
Al ₂ O ₃	9.00	9.74	8.65	9.28	9.24	9.50	10.43	8.85	9.37
FeO	6.91	6.66	6.38	7.01	7.08	6.83	6.90	7.04	5.74
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.00
MnO	0.09	0.06	0.16	0.10	0.14	0.13	0.09	0.11	0.07
NiO	0.01	0.02	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.09
MgO	13.45	13.75	14.81	13.09	13.32	14.04	14.09	13.55	13.81
CaO	20.31	19.77	19.61	20.33	20.15	19.25	18.96	19.84	20.59
Na ₂ O	0.94	0.90	0.73	0.94	0.93	0.77	0.87	0.94	0.69
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01
Total	99.26	99.52	99.55	99.45	99.20	99.05	99.15	99.44	99.55
Mg#	0.78	0.79	0.80	0.77	0.77	0.79	0.78	0.77	0.81
Cationes en base a 6 O									
Si	1.759	1.758	1.779	1.759	1.752	1.764	1.730	1.775	1.782
Ti	0.024	0.020	0.016	0.026	0.024	0.019	0.021	0.025	0.017
Al	0.391	0.421	0.373	0.403	0.402	0.413	0.452	0.384	0.405
Fe	0.213	0.204	0.196	0.216	0.219	0.211	0.212	0.217	0.177
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Mn	0.003	0.002	0.005	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002
Ni	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003
Mg	0.740	0.752	0.809	0.720	0.733	0.772	0.773	0.744	0.756
Ca	0.803	0.778	0.769	0.803	0.797	0.761	0.747	0.783	0.810
Na	0.067	0.064	0.052	0.067	0.067	0.055	0.062	0.067	0.049
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma cat.	4.000	4.000	4.001	3.999	3.999	4.001	4.000	3.999	4.001
Términos finales									
Wo	45.7	44.8	43.3	46.1	45.5	43.5	43.1	44.8	46.4
En	42.1	43.3	45.5	41.3	41.8	44.2	44.5	42.6	43.3
Fs	12.3	11.9	11.3	12.6	12.7	12.3	12.4	12.6	10.2

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrystales incoloros; mega pur.: megacrystales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	102131	102131	102131	102131	102131	104395	104395	104395	104395
	46	54	57	59	65	135	136	146	150
Tipo	II	II	II	II	II	II	II	II	II
SiO ₂	48.45	48.00	48.51	48.18	47.85	50.02	50.08	50.01	50.23
TiO ₂	0.49	0.54	0.56	0.55	0.61	0.72	0.79	0.75	0.82
Al ₂ O ₃	9.30	9.31	9.27	9.34	9.20	7.74	7.78	7.50	7.45
FeO	5.99	5.78	6.06	5.87	5.63	4.97	5.13	4.81	4.71
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.25	0.00	0.00
MnO	0.11	0.13	0.03	0.09	0.11	0.08	0.13	0.11	0.14
NiO	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.05	0.02
MgO	13.84	14.14	14.22	14.26	14.10	14.63	14.72	15.04	15.39
CaO	20.85	20.43	20.29	20.36	20.73	21.39	21.25	20.18	21.32
Na ₂ O	0.66	0.72	0.72	0.65	0.72	0.66	0.68	0.72	0.71
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	99.69	99.11	99.72	99.38	99.03	100.22	100.83	99.17	100.79
Mg#	0.80	0.81	0.81	0.81	0.82	0.84	0.84	0.85	0.85
Cationes en base a 6 O									
Si	1.776	1.766	1.775	1.768	1.762	1.820	1.813	1.835	1.812
Ti	0.013	0.015	0.015	0.015	0.017	0.020	0.022	0.021	0.022
Al	0.401	0.403	0.400	0.404	0.399	0.332	0.332	0.324	0.317
Fe	0.184	0.178	0.186	0.180	0.173	0.151	0.155	0.148	0.142
Cr	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.007	0.000	0.000
Mn	0.004	0.004	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004	0.003	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.756	0.775	0.776	0.780	0.774	0.794	0.794	0.822	0.828
Ca	0.819	0.805	0.795	0.801	0.818	0.834	0.824	0.793	0.824
Na	0.047	0.051	0.051	0.046	0.051	0.047	0.048	0.051	0.050
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Suma cat.	4.000	3.999	4.001	4.000	4.001	4.000	4.000	3.998	4.000
Términos finales									
Wo	46.5	45.7	45.3	45.4	46.2	46.8	46.4	44.9	45.8
En	42.9	44.0	44.1	44.2	43.8	44.6	44.7	46.6	46.0
Fs	10.6	10.3	10.6	10.4	10.0	8.6	9.0	8.5	8.1

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104395	104543D	104543D	104543D	104546C	104546C	104546C	104553A	104553A
	151	143	144	145	27	29	30	11	12
Tipo	II	II	II	II	II	II	II	II	II
SiO ₂	49.93	49.02	48.65	48.36	49.76	49.28	50.27	49.67	49.34
TiO ₂	0.84	0.66	0.77	0.75	0.98	0.98	1.00	0.90	0.90
Al ₂ O ₃	7.50	7.50	7.95	7.62	9.06	8.98	9.02	8.22	7.88
FeO	5.02	5.72	5.89	5.73	6.21	5.72	5.56	6.01	6.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.58	0.47	0.48	0.31	0.18	0.16	0.04	0.04
MnO	0.13	0.14	0.17	0.13	0.09	0.07	0.12	0.16	0.11
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04
MgO	15.27	14.46	14.54	14.42	14.01	13.83	13.96	14.07	14.13
CaO	21.60	21.32	21.02	21.07	20.29	20.17	20.44	19.81	19.91
Na ₂ O	0.72	0.65	0.70	0.60	0.71	0.65	0.61	0.84	0.86
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.01	100.06	100.16	99.17	101.44	99.86	101.14	99.74	99.22
Mg#	0.84	0.82	0.81	0.82	0.80	0.81	0.82	0.81	0.81
Cationes en base a 6 O									
Si	1.799	1.793	1.776	1.784	1.798	1.807	1.821	1.822	1.818
Ti	0.023	0.018	0.021	0.021	0.027	0.027	0.027	0.025	0.025
Al	0.318	0.323	0.341	0.331	0.385	0.388	0.385	0.355	0.342
Fe	0.151	0.175	0.180	0.177	0.188	0.175	0.168	0.184	0.185
Cr	0.000	0.017	0.014	0.014	0.009	0.005	0.005	0.001	0.001
Mn	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.002	0.004	0.005	0.003
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.820	0.788	0.791	0.793	0.755	0.756	0.754	0.769	0.776
Ca	0.834	0.835	0.822	0.833	0.785	0.793	0.793	0.778	0.786
Na	0.050	0.046	0.050	0.043	0.050	0.046	0.043	0.060	0.061
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	3.999	3.999	4.000	4.000	4.001	3.999	4.000	4.000	3.998
Términos finales									
Wo	46.1	46.3	45.7	46.1	45.4	45.9	46.1	44.8	44.9
En	45.3	43.7	44.0	43.9	43.6	43.8	43.8	44.3	44.3
Fs	8.6	9.9	10.3	10.0	11.0	10.3	10.0	10.9	10.8

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacristales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104553A	103656	103656	103656	103656	103657B	103657B	103657B	103657B
	17	43	67	68	84	3	9	10	27
Tipo	II	III	III	III	III	III	III	III	III
SiO ₂	50.65	49.31	51.45	50.36	50.69	51.36	49.67	50.82	51.26
TiO ₂	0.94	1.18	0.37	0.31	0.64	0.71	0.66	0.64	0.66
Al ₂ O ₃	8.00	5.87	4.64	4.22	4.91	4.17	5.78	4.45	6.29
FeO	6.15	5.14	4.91	5.14	5.67	4.94	3.01	4.87	2.80
Cr ₂ O ₃	0.06	1.77	0.87	0.44	0.50	0.63	0.97	0.65	0.44
MnO	0.16	0.00	0.07	0.03	0.18	0.07	0.01	0.08	0.08
NiO	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.07	0.05	0.01	0.07
MgO	14.03	15.43	15.16	14.70	14.97	15.00	15.62	14.79	15.70
CaO	20.12	19.77	21.76	22.04	20.51	21.42	21.44	20.97	22.28
Na ₂ O	0.90	0.93	1.54	1.50	0.83	1.20	1.42	1.35	0.95
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Total	101.01	99.40	100.78	98.80	98.90	99.57	98.63	98.65	100.53
Mg#	0.80	0.84	0.85	0.84	0.83	0.84	0.90	0.84	0.91
Cationes en base a 6 O									
Si	1.836	1.813	1.855	1.853	1.875	1.882	1.817	1.876	1.846
Ti	0.026	0.033	0.010	0.009	0.018	0.020	0.018	0.018	0.018
Al	0.342	0.254	0.197	0.183	0.214	0.179	0.250	0.193	0.266
Fe	0.186	0.158	0.148	0.158	0.175	0.152	0.092	0.151	0.085
Cr	0.002	0.051	0.025	0.013	0.015	0.018	0.028	0.019	0.013
Mn	0.005	0.000	0.002	0.001	0.006	0.002	0.000	0.003	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002
Mg	0.758	0.846	0.815	0.806	0.825	0.819	0.852	0.814	0.843
Ca	0.782	0.779	0.841	0.869	0.813	0.841	0.841	0.829	0.859
Na	0.063	0.066	0.108	0.107	0.060	0.085	0.101	0.097	0.066
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma cat.	4.000	4.000	4.001	4.001	4.001	4.000	4.000	4.001	4.000
Términos finales									
Wo	45.1	43.7	46.6	47.4	44.7	46.4	47.1	46.2	48.0
En	43.8	47.4	45.1	44.0	45.4	45.2	47.7	45.3	47.1
Fs	11.1	8.9	8.3	8.7	10.0	8.5	5.2	8.5	4.8

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacristales incoloros; mega pur.: megacristales púrpuras

Megacristales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103657B	103657B	103657B	103657B	103657B	103657B	103657B	103657B	103657B
	29	32	34	38	043(b)	129	130	132	133
Tipo	III	III	III	III	III	III	III	III	III
SiO ₂	51.37	50.87	51.48	50.98	52.39	50.86	50.92	50.67	51.04
TiO ₂	0.67	0.83	0.75	0.77	0.39	0.90	0.80	0.80	0.88
Al ₂ O ₃	5.97	7.04	7.06	6.34	4.56	7.20	6.63	6.83	7.09
FeO	3.14	2.94	3.03	2.72	4.98	2.97	3.12	3.27	3.21
Cr ₂ O ₃	0.22	0.58	0.40	0.44	0.45	0.43	0.42	0.49	0.38
MnO	0.00	0.07	0.07	0.01	0.07	0.14	0.08	0.07	0.07
NiO	0.06	0.07	0.02	0.06	0.04	0.07	0.00	0.00	0.09
MgO	15.65	15.40	15.51	15.27	15.89	14.88	15.06	15.32	14.94
CaO	22.16	20.62	21.17	21.32	19.94	20.95	21.53	20.80	21.65
Na ₂ O	0.88	1.46	1.36	1.27	1.50	1.61	1.75	1.50	1.67
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	0.13	0.00	0.04
Total	100.12	99.88	100.86	99.20	100.21	100.07	100.44	99.75	101.06
Mg#	0.90	0.90	0.90	0.91	0.85	0.90	0.90	0.89	0.89
Cationes en base a 6 O									
Si	1.859	1.838	1.843	1.857	1.894	1.835	1.828	1.834	1.824
Ti	0.018	0.023	0.020	0.021	0.011	0.024	0.022	0.022	0.024
Al	0.254	0.300	0.298	0.272	0.194	0.306	0.280	0.291	0.298
Fe	0.095	0.089	0.091	0.083	0.150	0.089	0.094	0.099	0.096
Cr	0.006	0.017	0.011	0.013	0.013	0.012	0.012	0.014	0.011
Mn	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.004	0.002	0.002	0.002
Ni	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.003
Mg	0.844	0.829	0.827	0.829	0.857	0.801	0.806	0.827	0.796
Ca	0.859	0.798	0.812	0.832	0.772	0.810	0.828	0.807	0.829
Na	0.062	0.102	0.094	0.090	0.105	0.113	0.122	0.105	0.116
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.006	0.000	0.002
Suma cat.	3.999	4.000	3.999	4.000	3.999	3.999	4.000	4.001	4.001
Términos finales									
Wo	47.8	46.4	46.9	47.7	43.4	47.5	47.9	46.5	48.1
En	46.9	48.3	47.8	47.5	48.1	47.0	46.6	47.7	46.2
Fs	5.3	5.3	5.4	4.8	8.6	5.5	5.6	5.8	5.7

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacristales incoloros; mega pur.: megacristales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104534A	104534A	104534A	104534A	104535	104540A	104540A	105788	105788
	33	71	76	77	20	53	55	29	30
Tipo	III	III	III	III	III	III	III	III	III
SiO ₂	50.92	50.46	50.48	49.83	49.96	50.09	49.80	49.72	50.57
TiO ₂	0.82	0.90	0.79	0.78	0.77	0.50	0.67	0.90	0.94
Al ₂ O ₃	7.26	7.03	6.84	6.88	6.09	5.81	5.94	6.29	6.29
FeO	6.45	6.45	6.30	6.00	6.23	6.02	5.94	4.22	4.93
Cr ₂ O ₃	0.19	0.19	0.13	0.39	0.44	0.58	0.69	0.74	0.75
MnO	0.05	0.25	0.32	0.40	0.14	0.16	0.13	0.15	0.09
NiO	0.01	0.08	0.03	0.01	0.04	0.04	0.08	0.01	0.02
MgO	13.68	14.08	14.07	13.84	13.00	14.18	14.54	14.27	15.42
CaO	19.41	19.45	20.27	20.29	20.44	19.85	20.00	21.75	20.25
Na ₂ O	1.27	1.22	1.26	1.15	1.54	1.48	0.92	0.77	0.74
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Total	100.06	100.11	100.49	99.57	98.65	98.73	98.71	98.81	100.00
Mg#	0.79	0.80	0.80	0.80	0.79	0.81	0.81	0.86	0.85
Cationes en base a 6 O									
Si	1.863	1.844	1.837	1.832	1.856	1.851	1.847	1.840	1.845
Ti	0.023	0.025	0.022	0.022	0.022	0.014	0.019	0.025	0.026
Al	0.313	0.303	0.293	0.298	0.266	0.252	0.259	0.274	0.271
Fe	0.198	0.197	0.192	0.184	0.193	0.186	0.184	0.131	0.151
Cr	0.005	0.005	0.004	0.011	0.013	0.017	0.020	0.021	0.021
Mn	0.002	0.008	0.010	0.012	0.004	0.005	0.004	0.005	0.003
Ni	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001
Mg	0.746	0.767	0.763	0.759	0.720	0.781	0.804	0.787	0.838
Ca	0.761	0.762	0.790	0.799	0.813	0.786	0.795	0.862	0.792
Na	0.090	0.086	0.089	0.082	0.111	0.106	0.066	0.055	0.052
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	4.001	3.999	4.001	3.999	3.999	4.000	4.000	4.000	4.000
Términos finales									
Wo	44.6	43.9	45.0	45.5	47.0	44.7	44.5	48.3	44.4
En	43.7	44.3	43.5	43.2	41.6	44.4	45.0	44.1	47.0
Fs	11.7	11.8	11.5	11.2	11.4	10.9	10.5	7.6	8.6

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	105788	105788	103471	103471	103471	103471	103471	103471	103471
	31	39	40	41	43	085(b)	091(b)	93	94
Tipo	III	III	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	50.07	50.36	47.23	46.24	48.72	48.06	50.66	49.96	48.47
TiO ₂	0.89	0.93	1.85	1.68	1.06	1.29	0.82	1.33	1.24
Al ₂ O ₃	6.24	6.18	8.96	9.11	7.51	8.05	5.42	7.07	6.97
FeO	3.61	4.09	6.64	8.66	6.41	5.68	5.45	8.08	10.04
Cr ₂ O ₃	0.59	0.66	0.00	0.08	0.62	0.24	0.46	0.02	0.00
MnO	0.12	0.15	0.07	0.05	0.09	0.02	0.08	0.10	0.18
NiO	0.06	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.10	0.00	0.03
MgO	14.79	14.59	12.78	11.36	13.60	13.67	16.59	14.02	11.87
CaO	22.65	20.78	20.48	20.53	20.90	21.04	20.09	19.55	19.79
Na ₂ O	0.58	0.69	1.00	1.27	0.88	0.67	0.59	0.84	1.15
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Total	99.59	98.42	99.04	99.00	99.79	98.77	100.27	101.00	99.74
Mg#	0.88	0.86	0.77	0.70	0.79	0.81	0.84	0.76	0.68
Cationes en base a 6 O									
Si	1.835	1.870	1.753	1.729	1.793	1.785	1.840	1.822	1.807
Ti	0.024	0.026	0.052	0.047	0.029	0.036	0.022	0.036	0.035
Al	0.269	0.270	0.392	0.401	0.326	0.352	0.232	0.304	0.306
Fe	0.110	0.127	0.206	0.270	0.197	0.176	0.166	0.246	0.313
Cr	0.017	0.019	0.000	0.002	0.018	0.007	0.013	0.001	0.000
Mn	0.004	0.005	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.006
Ni	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.001
Mg	0.808	0.807	0.707	0.633	0.746	0.757	0.898	0.762	0.660
Ca	0.890	0.827	0.815	0.822	0.824	0.837	0.782	0.764	0.790
Na	0.041	0.049	0.072	0.092	0.063	0.048	0.042	0.059	0.083
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Suma cat.	4.000	4.000	4.000	3.998	3.999	4.000	4.000	3.998	4.001
Términos finales									
Wo	49.1	46.8	47.1	47.6	46.6	47.3	42.3	43.0	44.7
En	44.6	45.7	40.9	36.6	42.1	42.7	48.6	42.9	37.3
Fs	6.3	7.5	12.0	15.8	11.3	10.0	9.1	14.1	18.0

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacristales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103471	103471	103471	103471	103471	103489	103489	103489	103489
	95	96	97	98	104	22	28	29	41
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	48.22	47.46	46.71	45.34	49.14	47.11	50.06	48.06	47.37
TiO ₂	1.57	2.01	2.04	2.39	1.22	1.34	0.53	1.92	1.42
Al ₂ O ₃	7.63	8.83	8.92	8.63	7.22	8.25	4.50	5.25	8.24
FeO	9.55	7.37	8.27	7.85	6.41	10.53	10.80	6.55	6.92
Cr ₂ O ₃	0.01	0.05	0.01	0.01	0.09	0.09	0.07	0.05	0.22
MnO	0.12	0.07	0.01	0.13	0.05	0.33	0.05	0.03	0.04
NiO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.05	0.00	0.00
MgO	11.99	11.78	11.82	11.19	14.21	9.59	11.78	14.06	13.05
CaO	19.79	20.55	20.21	23.43	20.26	21.01	20.30	22.67	20.39
Na ₂ O	1.10	1.29	1.41	0.55	0.83	1.38	1.18	0.42	0.93
K ₂ O	0.01	0.04	0.13	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00
Total	100.00	99.45	99.53	99.55	99.46	99.66	99.31	99.03	98.57
Mg#	0.69	0.74	0.72	0.72	0.80	0.62	0.66	0.79	0.77
Cationes en base a 6 O									
Si	1.791	1.762	1.732	1.697	1.811	1.769	1.880	1.791	1.767
Ti	0.044	0.056	0.057	0.067	0.034	0.038	0.015	0.054	0.040
Al	0.333	0.386	0.390	0.380	0.313	0.365	0.199	0.231	0.362
Fe	0.296	0.229	0.256	0.245	0.197	0.331	0.339	0.204	0.216
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.003	0.002	0.002	0.006
Mn	0.004	0.002	0.000	0.004	0.002	0.010	0.002	0.001	0.001
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.664	0.652	0.654	0.624	0.781	0.537	0.659	0.781	0.726
Ca	0.787	0.817	0.803	0.940	0.800	0.845	0.817	0.905	0.815
Na	0.079	0.093	0.101	0.040	0.059	0.100	0.086	0.030	0.067
K	0.000	0.002	0.006	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Suma cat.	3.998	4.000	3.999	3.998	4.001	3.999	4.000	4.000	4.000
Términos finales									
Wo	45.0	48.1	46.9	51.8	44.9	49.1	45.0	47.9	46.4
En	37.9	38.3	38.1	34.4	43.9	31.2	36.3	41.3	41.3
Fs	17.1	13.6	15.0	13.8	11.2	19.8	18.8	10.8	12.3

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacristales incoloros; mega pur.: megacristales púrpuras

Megacristales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103489	103489	103489	103489	103489	104382	104385	104385	104389
	42	47	63	64	65	198	176	183	102
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	47.03	46.82	49.03	48.19	46.97	47.35	46.80	48.15	46.74
TiO ₂	2.15	1.50	0.78	1.22	1.74	1.46	1.59	1.46	1.64
Al ₂ O ₃	9.14	9.18	5.38	7.91	9.06	8.73	8.70	8.39	8.52
FeO	7.91	8.53	6.63	6.87	8.01	7.92	6.55	6.05	5.80
Cr ₂ O ₃	0.04	0.07	0.45	0.38	0.01	0.00	0.37	0.49	0.00
MnO	0.03	0.07	0.05	0.08	0.13	0.16	0.10	0.11	0.09
NiO	0.02	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.07	0.03	0.04
MgO	10.89	10.72	14.79	12.95	10.95	11.94	12.60	12.84	13.33
CaO	20.93	21.11	20.43	20.28	20.93	21.28	21.30	21.03	22.09
Na ₂ O	1.14	1.27	0.77	1.10	1.18	1.09	1.36	1.21	0.88
K ₂ O	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
Total	99.28	99.31	98.36	99.04	98.98	99.93	99.48	99.77	99.13
Mg#	0.71	0.69	0.80	0.77	0.71	0.73	0.77	0.79	0.80
Cationes en base a 6 O									
Si	1.759	1.748	1.827	1.789	1.759	1.750	1.726	1.771	1.728
Ti	0.060	0.042	0.022	0.034	0.049	0.041	0.044	0.040	0.046
Al	0.402	0.404	0.236	0.345	0.400	0.381	0.378	0.364	0.371
Fe	0.248	0.266	0.207	0.213	0.251	0.245	0.202	0.186	0.179
Cr	0.001	0.002	0.013	0.011	0.000	0.000	0.011	0.014	0.000
Mn	0.001	0.002	0.002	0.002	0.004	0.005	0.003	0.003	0.003
Ni	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001
Mg	0.607	0.597	0.821	0.717	0.611	0.658	0.693	0.704	0.735
Ca	0.839	0.845	0.815	0.806	0.840	0.843	0.842	0.829	0.875
Na	0.083	0.092	0.056	0.079	0.086	0.078	0.097	0.086	0.063
K	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Suma cat.	4.001	4.000	4.000	3.999	4.000	4.001	4.000	3.998	4.001
Términos finales									
Wo	49.5	49.4	44.2	46.4	49.2	48.1	48.4	48.1	48.8
En	35.8	34.9	44.5	41.2	35.8	37.6	39.8	40.9	41.0
Fs	14.7	15.7	11.3	12.4	14.9	14.3	11.8	11.0	10.2

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacristales incoloros; mega pur.: megacristales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104391	104391	104391	104392	104392	104392	104392	104392	104529
	13	19	20	100	102	103	104	105	118
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	46.69	48.86	47.59	47.32	45.82	47.65	47.00	46.17	47.47
TiO ₂	1.85	1.05	1.49	1.92	2.73	1.93	1.98	2.28	1.36
Al ₂ O ₃	8.91	6.07	7.22	6.83	9.99	8.04	8.21	9.06	8.09
FeO	6.78	6.89	6.90	6.61	5.77	5.90	5.68	5.70	6.10
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.00	0.07	0.04	0.12	0.05	0.02	0.17
MnO	0.07	0.12	0.13	0.11	0.16	0.16	0.11	0.09	0.18
NiO	0.03	0.03	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09	0.06
MgO	11.60	12.75	12.08	13.32	11.78	13.28	13.50	12.91	13.88
CaO	21.97	22.42	22.57	24.02	23.14	22.45	22.58	22.69	21.31
Na ₂ O	1.04	0.80	0.71	0.72	1.05	0.91	0.89	0.94	0.84
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.02	99.03	98.71	100.92	100.54	100.44	100.00	99.95	99.46
Mg#	0.75	0.77	0.76	0.78	0.78	0.80	0.81	0.80	0.80
Cationes en base a 6 O									
Si	1.741	1.821	1.784	1.729	1.680	1.743	1.723	1.696	1.748
Ti	0.052	0.029	0.042	0.053	0.075	0.053	0.055	0.063	0.038
Al	0.392	0.267	0.319	0.294	0.432	0.346	0.355	0.392	0.351
Fe	0.212	0.215	0.217	0.202	0.177	0.181	0.174	0.175	0.188
Cr	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.005
Mn	0.002	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.003	0.003	0.006
Ni	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.002
Mg	0.645	0.709	0.675	0.726	0.644	0.724	0.738	0.707	0.762
Ca	0.878	0.896	0.907	0.940	0.909	0.880	0.887	0.893	0.841
Na	0.075	0.058	0.052	0.051	0.075	0.065	0.063	0.067	0.060
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	4.001	4.001	4.001	4.000	4.000	4.000	3.999	4.000	4.001
Términos finales									
Wo	50.6	49.1	50.3	50.3	52.4	49.2	49.2	50.2	46.8
En	37.1	38.9	37.5	38.8	37.1	40.5	40.9	39.8	42.4
Fs	12.3	12.0	12.2	11.0	10.5	10.4	9.9	10.0	10.8

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacrístales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104529	104529	104529	104529	104543B	104543B	104543B	104543B	105780
	120	124	128	133	62	65	66	67	19
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	48.31	48.26	50.76	49.60	48.57	48.59	49.09	49.08	51.75
TiO ₂	1.44	1.53	0.53	0.63	1.27	1.21	1.21	1.15	0.69
Al ₂ O ₃	7.79	8.06	6.02	6.77	7.13	6.89	6.65	6.68	5.75
FeO	5.73	5.61	5.61	5.90	9.87	10.43	9.55	10.17	2.52
Cr ₂ O ₃	0.25	0.07	0.02	0.06	0.42	0.65	0.64	0.66	0.90
MnO	0.19	0.22	0.14	0.07	0.22	0.24	0.25	0.29	0.05
NiO	0.00	0.16	0.04	0.02	0.03	0.01	0.00	0.06	0.05
MgO	14.49	13.66	14.76	14.25	12.28	12.04	12.43	12.68	16.15
CaO	20.96	20.83	20.91	20.61	17.71	17.97	17.68	17.48	21.47
Na ₂ O	0.83	0.98	1.06	1.10	1.22	1.25	1.39	1.32	1.28
K ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	99.99	99.40	99.85	99.01	98.72	99.29	98.90	99.57	100.61
Mg#	0.82	0.81	0.82	0.81	0.69	0.67	0.70	0.69	0.92
Cationes en base a 6 O									
Si	1.767	1.778	1.853	1.828	1.827	1.822	1.840	1.829	1.856
Ti	0.040	0.042	0.015	0.017	0.036	0.034	0.034	0.032	0.019
Al	0.335	0.350	0.259	0.293	0.315	0.304	0.294	0.293	0.243
Fe	0.175	0.173	0.172	0.182	0.310	0.327	0.300	0.317	0.076
Cr	0.007	0.002	0.001	0.002	0.012	0.019	0.019	0.019	0.025
Mn	0.006	0.007	0.004	0.002	0.007	0.008	0.008	0.009	0.001
Ni	0.000	0.005	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Mg	0.790	0.750	0.803	0.783	0.688	0.673	0.695	0.705	0.864
Ca	0.821	0.822	0.818	0.814	0.714	0.722	0.710	0.698	0.825
Na	0.059	0.070	0.075	0.079	0.089	0.091	0.101	0.095	0.089
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	4.000	4.000	4.001	4.001	3.999	4.000	4.001	3.999	3.999
Términos finales									
Wo	45.8	46.9	45.5	45.7	41.5	41.7	41.5	40.4	46.7
En	44.1	42.8	44.7	44.0	40.0	38.9	40.6	40.8	48.9
Fs	10.1	10.3	9.8	10.3	18.5	19.4	18.0	18.9	4.4

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacrístales incoloros; mega pur.: megacrístales púrpuras

Megacristales de clinopiroxeno y clinopiroxenos de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	105780	105780	105783	105783	105783	105783	105785	105785	105785	105785
	35	36	1	2	3	4	2	3	10	12
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	49.67	49.27	47.93	46.36	47.57	47.69	48.27	49.43	49.99	48.63
TiO ₂	1.04	0.98	2.05	2.59	2.00	2.11	1.74	1.31	1.31	1.51
Al ₂ O ₃	4.95	4.92	7.42	8.65	6.97	7.85	8.12	6.33	6.41	7.61
FeO	8.49	8.39	6.48	8.06	6.59	7.53	8.01	7.70	7.12	7.73
Cr ₂ O ₃	0.03	0.05	0.05	0.00	0.02	0.03	0.16	0.11	0.12	0.04
MnO	0.15	0.10	0.22	0.21	0.13	0.13	0.14	0.11	0.09	0.06
NiO	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.07
MgO	13.78	13.80	12.90	11.15	13.30	11.99	11.19	11.82	11.89	11.75
CaO	21.17	21.09	21.76	21.79	21.65	21.71	21.42	21.06	21.29	20.78
Na ₂ O	0.71	0.68	0.79	0.93	0.70	0.90	1.61	1.61	1.70	1.65
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.02	99.28	99.62	99.75	98.93	99.94	100.70	99.52	99.96	99.83
Mg#	0.74	0.75	0.78	0.71	0.78	0.74	0.71	0.73	0.75	0.73
Cationes en base a 6 O										
Si	1.837	1.834	1.776	1.730	1.773	1.769	1.773	1.834	1.843	1.796
Ti	0.029	0.027	0.057	0.073	0.056	0.059	0.048	0.037	0.036	0.042
Al	0.216	0.216	0.323	0.380	0.306	0.343	0.352	0.276	0.278	0.331
Fe	0.263	0.261	0.201	0.251	0.206	0.234	0.247	0.239	0.219	0.239
Cr	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.005	0.003	0.003	0.001
Mn	0.005	0.003	0.007	0.007	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002
Ni	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002
Mg	0.760	0.766	0.712	0.620	0.739	0.663	0.613	0.654	0.653	0.647
Ca	0.839	0.841	0.864	0.871	0.865	0.863	0.843	0.837	0.841	0.822
Na	0.051	0.049	0.057	0.067	0.051	0.065	0.115	0.116	0.121	0.118
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Suma cat.	4.002	3.998	3.999	4.000	4.001	4.001	4.001	4.002	3.999	4.000
Términos finales										
Wo	45.0	44.9	48.4	49.8	47.7	48.9	49.4	48.3	49.0	48.1
En	40.7	40.9	39.9	35.5	40.8	37.6	35.9	37.7	38.1	37.8
Fs	14.3	14.1	11.6	14.8	11.6	13.5	14.7	14.0	13.0	14.1

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega inc.: megacristales incoloros; mega pur.: megacristales púrpuras

ANFÍBOLES

Megacristales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	102129	102129	102129	102129	102129	102129	102129	102129	102131	102131	102135	102135
	001(b)	002(b)	003(b)	004(b)	11	18	19	33	72	73	92	110
Tipo	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega	mega
SiO ₂	38,37	37,54	37,79	37,87	39,75	39,28	39,38	38,55	39,23	39,52	38,68	38,43
TiO ₂	5,99	6,22	6,21	6,09	6,22	5,94	6,11	6,04	6,66	6,24	6,45	6,26
Al ₂ O ₃	14,95	14,84	14,90	14,76	14,39	14,48	14,34	13,68	14,59	14,65	14,58	14,44
FeO	13,16	12,88	13,25	13,20	13,17	11,22	11,77	12,97	11,26	11,93	11,29	11,76
Cr ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,03	0,06	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,02	0,01	0,00	0,05	0,07	0,04	0,06	0,07	0,16	0,09	0,08	0,09
MgO	10,28	10,34	10,39	10,33	11,11	10,72	10,20	10,85	12,14	11,45	11,54	11,48
CaO	10,68	11,00	11,10	11,06	11,09	10,84	10,93	10,96	10,57	10,66	10,51	10,73
Na ₂ O	2,82	2,92	2,95	2,94	2,97	2,90	2,78	2,81	2,73	2,73	2,65	2,74
K ₂ O	1,05	1,06	1,10	1,02	0,92	1,14	1,10	0,85	0,64	0,76	1,19	1,18
Total	97,32	96,83	97,70	97,35	99,75	96,56	96,72	96,83	97,98	98,03	96,97	97,11
Mg#	0,58	0,59	0,58	0,58	0,60	0,63	0,61	0,60	0,66	0,63	0,65	0,63
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,745	5,681	5,674	5,702	5,802	5,924	5,952	5,806	5,726	5,799	5,752	5,731
Ti	0,675	0,708	0,701	0,690	0,683	0,674	0,695	0,684	0,731	0,689	0,722	0,702
Al	2,636	2,645	2,634	2,618	2,474	2,572	2,553	2,426	2,508	2,532	2,554	2,536
Fe	1,648	1,630	1,664	1,662	1,607	1,415	1,488	1,633	1,375	1,464	1,404	1,467
Cr	0,000	0,002	0,001	0,004	0,007	0,000	0,006	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,002	0,001	0,000	0,006	0,009	0,005	0,008	0,009	0,019	0,011	0,010	0,011
Mg	2,295	2,333	2,326	2,319	2,418	2,410	2,298	2,436	2,641	2,505	2,558	2,552
Ca	1,713	1,784	1,786	1,784	1,734	1,752	1,770	1,768	1,653	1,676	1,675	1,715
Na	0,819	0,856	0,858	0,859	0,841	0,848	0,815	0,821	0,773	0,777	0,764	0,792
K	0,201	0,205	0,211	0,196	0,171	0,219	0,212	0,163	0,119	0,142	0,226	0,225
Suma cat.	15,734	15,845	15,855	15,840	15,746	15,819	15,797	15,752	15,545	15,595	15,665	15,731

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacristales

Megacrístales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	102147(A)	103488	103658	104389	104546B	104546B	105787	105787	103656	103656	103657B	103657B
	80	20	147	89	23	24	46	47	41	62	5	7
Tipo	mega	mega	mega	mega	I	I	I	I	III	III	III	III
SiO ₂	39,39	38,64	38,85	37,15	41,68	41,85	41,26	42,21	42,45	41,97	40,51	40,57
TiO ₂	5,80	5,04	4,93	6,14	4,25	3,82	1,98	2,05	2,18	2,27	3,60	3,53
Al ₂ O ₃	14,69	13,27	13,08	15,04	15,34	15,66	14,57	14,99	12,94	13,04	13,51	13,03
FeO	11,64	13,72	13,87	12,10	3,60	4,38	4,26	4,08	7,31	7,19	7,35	7,01
Cr ₂ O ₃	0,07	0,00	0,05	0,00	0,58	0,56	1,27	1,26	1,46	1,11	0,94	0,58
MnO	0,05	0,07	0,20	0,08	0,13	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01	0,16	0,09
MgO	10,40	10,25	9,99	10,67	16,33	16,84	16,99	17,22	15,60	15,87	15,16	15,45
CaO	11,06	12,06	11,64	11,12	10,94	10,24	10,50	11,11	11,14	11,34	11,50	11,26
Na ₂ O	2,60	2,42	2,23	2,83	3,09	2,96	3,08	3,09	2,93	3,26	2,69	2,72
K ₂ O	0,95	1,48	2,13	0,96	1,04	1,17	1,12	1,05	1,55	1,12	1,78	1,77
Total	96,64	96,96	96,97	96,09	96,98	97,48	95,07	97,06	97,58	97,18	97,20	96,01
Mg#	0,61	0,57	0,56	0,61	0,89	0,87	0,88	0,88	0,79	0,80	0,79	0,80
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,928	5,918	5,965	5,644	5,963	5,890	5,971	5,998	6,141	6,090	5,934	5,993
Ti	0,657	0,581	0,569	0,702	0,457	0,404	0,216	0,219	0,237	0,248	0,397	0,392
Al	2,603	2,394	2,366	2,690	2,585	2,595	2,483	2,509	2,204	2,228	2,330	2,267
Fe	1,465	1,757	1,781	1,537	0,431	0,515	0,516	0,485	0,884	0,872	0,900	0,866
Cr	0,008	0,000	0,006	0,000	0,066	0,062	0,145	0,141	0,167	0,127	0,109	0,068
Mn	0,006	0,010	0,026	0,010	0,016	0,000	0,005	0,000	0,002	0,001	0,020	0,011
Mg	2,333	2,340	2,287	2,416	3,483	3,533	3,665	3,648	3,364	3,433	3,310	3,403
Ca	1,783	1,979	1,915	1,810	1,677	1,544	1,628	1,692	1,727	1,763	1,805	1,782
Na	0,759	0,719	0,664	0,834	0,857	0,808	0,864	0,851	0,821	0,917	0,764	0,779
K	0,182	0,289	0,417	0,186	0,190	0,210	0,207	0,190	0,286	0,207	0,333	0,334
Suma cat.	15,724	15,987	15,996	15,829	15,725	15,561	15,700	15,733	15,833	15,886	15,902	15,895

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacrístales

Megacrístales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104534A	104534A	104534A	104534A	104534A	104535	105788	105788	105788	103471	103471	103471
	36	37	38	72	74	24	28	33	37	5	44	52
Tipo	III	III	III	III	III	III	III	III	III	IV	IV	IV
SiO ₂	41,74	40,02	40,32	41,09	40,07	41,21	41,03	40,77	41,52	38,99	39,24	38,68
TiO ₂	3,83	4,94	4,98	3,63	3,84	2,87	4,60	4,32	5,14	6,80	6,55	5,32
Al ₂ O ₃	14,53	14,29	13,76	14,33	14,33	13,19	14,17	14,24	14,15	14,06	14,36	14,46
FeO	9,29	8,39	8,27	8,73	8,87	9,25	6,50	6,63	5,42	11,00	10,59	10,49
Cr ₂ O ₃	0,26	0,40	0,27	0,33	0,40	0,60	0,51	0,41	0,26	0,00	0,06	0,00
MnO	0,05	0,09	0,01	0,18	0,17	0,08	0,07	0,07	0,10	0,05	0,14	0,07
MgO	13,88	13,92	13,75	13,87	13,87	13,60	14,56	14,38	15,36	11,65	11,40	11,90
CaO	10,22	11,29	12,16	10,67	10,89	10,75	11,35	11,51	11,50	11,08	11,23	11,11
Na ₂ O	3,07	2,35	2,20	2,97	2,98	3,18	2,47	2,49	2,55	2,74	2,82	2,95
K ₂ O	0,90	1,54	1,65	0,91	0,96	0,74	1,83	1,71	1,78	1,05	1,09	1,09
Total	97,77	97,23	97,37	96,71	96,38	95,47	97,09	96,53	97,78	97,42	97,49	96,07
Mg#	0,73	0,75	0,75	0,74	0,74	0,72	0,80	0,79	0,83	0,65	0,66	0,67
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	6,000	5,864	5,963	5,996	5,893	6,126	6,008	6,013	6,013	5,808	5,857	5,828
Ti	0,414	0,544	0,554	0,398	0,425	0,321	0,507	0,479	0,560	0,762	0,735	0,603
Al	2,459	2,466	2,396	2,463	2,482	2,309	2,443	2,473	2,413	2,466	2,524	2,565
Fe	1,117	1,028	1,023	1,065	1,091	1,150	0,796	0,818	0,656	1,370	1,322	1,322
Cr	0,030	0,046	0,032	0,038	0,046	0,070	0,059	0,047	0,029	0,000	0,007	0,000
Mn	0,006	0,011	0,001	0,022	0,021	0,010	0,009	0,009	0,012	0,006	0,018	0,009
Mg	2,974	3,041	3,031	3,017	3,041	3,014	3,178	3,161	3,316	2,587	2,537	2,673
Ca	1,574	1,772	1,927	1,668	1,716	1,712	1,781	1,819	1,784	1,768	1,796	1,793
Na	0,856	0,668	0,631	0,841	0,850	0,917	0,701	0,712	0,716	0,792	0,816	0,862
K	0,165	0,288	0,311	0,169	0,180	0,140	0,342	0,322	0,329	0,200	0,208	0,210
Suma cat.	15,595	15,728	15,869	15,677	15,745	15,769	15,824	15,853	15,828	15,759	15,820	15,865

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacrístales

Megacristales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103471	103471	103471	103471	103471	103489	103489	103489	103489	103489	103489	103489
	71	086(b)	087(b)	101	102	34	35	36	37	38	39	66
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	39,11	39,01	38,95	39,88	39,77	38,54	39,08	39,02	39,05	39,28	38,99	39,07
TiO ₂	6,46	6,25	6,30	4,14	4,94	5,05	5,41	5,18	4,65	4,69	4,95	3,91
Al ₂ O ₃	13,80	14,21	14,13	14,77	14,90	14,79	14,48	14,64	14,80	14,20	14,52	15,25
FeO	11,79	11,72	11,43	11,23	11,40	12,93	13,32	12,63	13,18	13,75	12,37	12,26
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,00	0,06	0,04	0,03	0,03	0,08	0,07	0,14	0,10	0,08
MnO	0,09	0,11	0,03	0,15	0,06	0,06	0,05	0,00	0,02	0,06	0,10	0,07
MgO	10,56	10,62	10,47	11,82	11,25	10,26	10,12	10,43	10,25	9,88	9,92	10,55
CaO	10,61	11,07	11,10	11,33	11,26	10,86	11,16	11,31	10,97	10,96	11,44	11,11
Na ₂ O	3,11	2,97	2,95	2,52	2,54	2,78	2,92	2,96	2,52	2,86	2,71	2,67
K ₂ O	0,95	1,02	0,92	1,49	1,40	1,17	1,17	1,23	1,18	1,25	1,40	1,22
Total	96,49	96,99	96,28	97,39	97,56	96,47	97,73	97,48	96,69	97,07	96,49	96,19
Mg#	0,61	0,62	0,62	0,65	0,64	0,59	0,58	0,60	0,58	0,56	0,59	0,61
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,918	5,885	5,921	5,920	5,914	5,830	5,874	5,876	5,879	5,943	5,956	5,901
Ti	0,735	0,709	0,720	0,462	0,553	0,575	0,612	0,587	0,527	0,534	0,569	0,444
Al	2,460	2,524	2,529	2,582	2,609	2,635	2,563	2,596	2,624	2,531	2,612	2,712
Fe	1,492	1,479	1,453	1,394	1,418	1,636	1,674	1,591	1,659	1,740	1,580	1,549
Cr	0,001	0,001	0,000	0,007	0,005	0,003	0,003	0,009	0,008	0,016	0,011	0,009
Mn	0,012	0,014	0,004	0,019	0,008	0,008	0,006	0,000	0,003	0,008	0,012	0,009
Mg	2,382	2,388	2,373	2,616	2,494	2,314	2,268	2,341	2,300	2,229	2,259	2,375
Ca	1,720	1,789	1,808	1,802	1,794	1,760	1,797	1,825	1,769	1,777	1,872	1,798
Na	0,913	0,869	0,869	0,725	0,732	0,816	0,851	0,864	0,736	0,839	0,803	0,782
K	0,183	0,196	0,178	0,282	0,266	0,226	0,224	0,236	0,227	0,241	0,273	0,235
Suma cat.	15,816	15,854	15,855	15,809	15,793	15,803	15,872	15,925	15,732	15,858	15,947	15,814

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacristales

Megacristales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103657A	103657A	104382	104382	104382	104382	104385	104385	104385	104385	104389	104391
	33	37	201	203	209	210	173	175	181	185	101	15
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	38,17	38,03	39,36	39,64	38,87	39,53	40,43	39,93	38,88	39,90	39,42	38,88
TiO ₂	4,43	5,21	5,52	3,94	3,12	3,79	3,58	5,14	6,29	5,47	3,48	4,87
Al ₂ O ₃	15,15	15,01	14,81	15,04	14,93	14,90	13,84	14,56	13,95	13,71	14,41	15,79
FeO	10,41	10,08	10,80	11,60	10,89	9,83	9,69	9,47	9,43	9,50	12,37	11,49
Cr ₂ O ₃	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,08	0,00	0,01
MnO	0,11	0,17	0,12	0,09	0,09	0,06	0,13	0,04	0,13	0,16	0,11	0,13
MgO	11,83	11,75	11,98	11,76	12,01	12,17	13,87	12,89	13,07	12,85	12,04	11,26
CaO	11,87	11,69	11,15	11,45	11,26	11,71	11,37	11,62	11,34	11,14	11,39	11,15
Na ₂ O	2,54	2,60	2,88	2,71	2,80	2,64	3,08	3,03	3,16	2,93	2,81	2,87
K ₂ O	1,13	1,18	0,92	1,33	1,68	1,38	1,27	1,07	0,60	0,99	1,37	0,96
Total	95,64	95,75	97,54	97,56	95,65	96,01	97,29	97,75	96,95	96,73	97,40	97,41
Mg#	0,67	0,68	0,66	0,64	0,66	0,69	0,72	0,71	0,71	0,71	0,63	0,64
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,785	5,766	5,818	5,881	5,883	5,952	5,950	5,891	5,770	5,931	5,864	5,766
Ti	0,505	0,594	0,614	0,440	0,355	0,429	0,396	0,570	0,702	0,612	0,389	0,543
Al	2,704	2,680	2,578	2,628	2,662	2,642	2,398	2,530	2,438	2,400	2,524	2,758
Fe	1,319	1,278	1,335	1,439	1,378	1,238	1,193	1,168	1,170	1,181	1,538	1,425
Cr	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,012	0,009	0,000	0,001
Mn	0,014	0,022	0,015	0,011	0,012	0,008	0,016	0,005	0,016	0,020	0,014	0,016
Mg	2,673	2,656	2,640	2,601	2,710	2,732	3,043	2,835	2,892	2,847	2,670	2,490
Ca	1,927	1,899	1,766	1,820	1,826	1,889	1,793	1,837	1,803	1,774	1,815	1,772
Na	0,747	0,764	0,825	0,780	0,822	0,771	0,879	0,867	0,909	0,845	0,811	0,825
K	0,218	0,228	0,173	0,252	0,324	0,265	0,238	0,201	0,114	0,188	0,260	0,182
Suma cat.	15,892	15,891	15,764	15,852	15,972	15,926	15,909	15,904	15,826	15,807	15,885	15,778

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacristales

Megacrístales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104391	104392	104392	104392	104392	104392	104392	104529	104529	104529	104529	104529
	18	96	97	98	99	106	110	119	121	125	127	129
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	38,52	38,49	38,84	38,94	39,02	39,87	39,12	40,75	40,63	40,38	40,50	40,43
TiO ₂	4,34	5,99	6,17	5,67	5,37	5,42	3,65	2,62	3,63	3,51	3,65	3,43
Al ₂ O ₃	15,36	14,89	14,76	14,90	15,05	14,15	15,72	15,50	15,06	15,25	15,10	15,02
FeO	10,68	9,30	9,53	9,04	9,18	8,47	9,14	7,68	8,22	8,30	7,93	7,80
Cr ₂ O ₃	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,05	0,05	0,10	0,08	0,14	0,05
MnO	0,13	0,14	0,10	0,11	0,09	0,05	0,05	0,12	0,01	0,10	0,11	0,10
MgO	12,00	12,25	12,00	12,28	12,17	13,29	12,41	14,20	14,09	14,20	14,22	14,20
CaO	11,35	12,64	12,54	12,83	12,31	12,36	12,68	11,41	11,43	11,60	11,10	11,57
Na ₂ O	3,11	2,64	2,73	2,63	2,54	2,94	2,75	2,73	2,30	2,65	2,47	2,53
K ₂ O	0,71	1,25	1,35	1,19	1,13	0,85	1,26	1,75	1,45	1,53	1,69	1,63
Total	96,25	97,59	98,03	97,60	96,86	97,41	96,83	96,81	96,92	97,60	96,91	96,76
Mg#	0,67	0,70	0,69	0,71	0,70	0,74	0,71	0,77	0,75	0,75	0,76	0,76
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,766	5,772	5,816	5,837	5,852	5,920	5,872	5,972	5,931	5,882	5,912	5,938
Ti	0,489	0,676	0,695	0,639	0,606	0,605	0,412	0,289	0,399	0,385	0,401	0,379
Al	2,708	2,630	2,603	2,631	2,658	2,474	2,779	2,675	2,588	2,617	2,595	2,598
Fe	1,337	1,166	1,193	1,133	1,151	1,052	1,147	0,942	1,003	1,011	0,968	0,958
Cr	0,006	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,006	0,006	0,012	0,009	0,016	0,006
Mn	0,016	0,018	0,013	0,014	0,011	0,006	0,006	0,015	0,001	0,012	0,014	0,012
Mg	2,678	2,739	2,679	2,744	2,721	2,942	2,777	3,102	3,066	3,084	3,094	3,109
Ca	1,820	2,031	2,012	2,061	1,978	1,966	2,039	1,792	1,788	1,811	1,736	1,821
Na	0,903	0,768	0,793	0,764	0,739	0,847	0,800	0,775	0,650	0,748	0,699	0,720
K	0,136	0,239	0,258	0,228	0,216	0,161	0,241	0,327	0,270	0,284	0,315	0,305
Suma cat.	15,859	16,039	16,063	16,052	15,932	15,974	16,079	15,895	15,708	15,843	15,750	15,846

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacrístales

Megacrístales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104529	104529	104529	104543B	104543B	105780	105780	105780	105780	105780	105783	105783
	134	137	138	60	63	26	27	28	31	34	5	6
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	40,39	40,59	40,52	39,41	40,13	40,06	40,38	40,48	41,02	40,28	39,13	38,69
TiO ₂	3,42	3,57	3,95	5,74	5,52	4,78	5,10	4,76	4,83	4,94	5,83	5,90
Al ₂ O ₃	15,06	14,84	14,94	14,40	14,06	13,79	13,97	13,72	13,93	13,71	13,68	13,98
FeO	8,25	8,40	8,26	12,14	12,53	11,04	10,75	10,95	10,67	10,99	10,13	10,51
Cr ₂ O ₃	0,13	0,01	0,05	0,51	0,44	0,04	0,09	0,16	0,05	0,12	0,10	0,00
MnO	0,07	0,09	0,08	0,14	0,21	0,08	0,09	0,08	0,03	0,06	0,12	0,20
MgO	14,05	14,19	14,00	11,26	11,15	12,20	12,35	12,06	12,62	12,23	12,07	11,40
CaO	11,14	11,30	11,43	10,29	10,20	11,48	11,15	11,44	11,67	11,30	11,74	12,01
Na ₂ O	2,52	2,80	2,66	2,88	3,01	2,07	2,18	2,11	2,16	1,84	1,43	1,45
K ₂ O	1,52	1,40	1,37	0,81	0,80	1,87	1,76	1,75	1,86	1,83	2,36	2,50
Total	96,55	97,19	97,26	97,58	98,05	97,41	97,82	97,51	98,84	97,30	96,58	96,64
Mg#	0,75	0,75	0,75	0,62	0,61	0,66	0,67	0,66	0,68	0,66	0,68	0,66
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)												
Si	5,919	5,928	5,921	5,812	5,897	5,958	5,951	6,011	6,001	5,970	5,897	5,880
Ti	0,377	0,392	0,434	0,637	0,610	0,535	0,565	0,532	0,532	0,551	0,661	0,674
Al	2,600	2,552	2,570	2,501	2,433	2,415	2,424	2,399	2,400	2,394	2,428	2,502
Fe	1,011	1,026	1,009	1,497	1,540	1,373	1,325	1,360	1,305	1,362	1,277	1,336
Cr	0,015	0,001	0,006	0,059	0,051	0,005	0,010	0,019	0,006	0,014	0,011	0,000
Mn	0,009	0,011	0,010	0,017	0,026	0,010	0,011	0,010	0,004	0,007	0,015	0,026
Mg	3,070	3,089	3,050	2,476	2,443	2,705	2,713	2,670	2,752	2,702	2,712	2,583
Ca	1,749	1,768	1,789	1,626	1,606	1,829	1,760	1,820	1,829	1,795	1,896	1,955
Na	0,716	0,793	0,754	0,824	0,858	0,597	0,623	0,608	0,613	0,528	0,417	0,428
K	0,284	0,261	0,255	0,152	0,150	0,355	0,331	0,332	0,347	0,346	0,454	0,485
Suma cat.	15,750	15,821	15,798	15,601	15,614	15,782	15,713	15,761	15,789	15,669	15,768	15,869

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacrístales

Megacristales de anfíbol y anfíboles de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	105783	105785	105785	105785	105785	105785
	12	1	4	8	11	14
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	39,12	38,88	40,14	39,14	39,60	39,77
TiO ₂	5,92	4,98	4,90	6,04	4,78	5,19
Al ₂ O ₃	13,67	13,70	13,48	14,15	13,27	14,28
FeO	10,36	12,15	11,51	11,76	11,80	11,84
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	0,11	0,10	0,10	0,07
MnO	0,13	0,12	0,08	0,07	0,10	0,11
MgO	12,08	11,87	12,06	11,15	12,33	11,34
CaO	11,74	11,37	11,33	11,62	11,71	11,26
Na ₂ O	1,49	2,43	2,52	2,52	2,49	2,53
K ₂ O	2,35	2,01	1,84	1,73	1,89	1,83
Total	96,90	97,53	97,97	98,28	98,07	98,22
Mg#	0,68	0,64	0,65	0,63	0,65	0,63
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F)						
Si	5,880	5,827	5,967	5,853	5,901	5,912
Ti	0,669	0,561	0,548	0,679	0,536	0,580
Al	2,420	2,418	2,359	2,491	2,329	2,500
Fe	1,302	1,523	1,431	1,471	1,471	1,472
Cr	0,004	0,003	0,012	0,011	0,011	0,008
Mn	0,017	0,015	0,010	0,009	0,013	0,014
Mg	2,707	2,652	2,672	2,485	2,739	2,513
Ca	1,891	1,826	1,804	1,862	1,870	1,794
Na	0,434	0,706	0,727	0,730	0,719	0,729
K	0,451	0,384	0,349	0,330	0,359	0,347
Suma cat.	15,775	15,915	15,879	15,921	15,948	15,869

I: enclaves alterados; III: clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas; mega: megacristales

MICAS

Micas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103657B	105788	103471	103471	104385	105783
	6	38	49	103	179	8
Tipo	III	III	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	36.60	37.13	35.98	36.06	36.73	35.45
TiO ₂	4.71	3.80	5.42	6.08	6.02	8.67
Al ₂ O ₃	15.85	16.34	16.26	16.18	15.88	15.16
Cr ₂ O ₃	0.42	0.58	0.05	0.06	0.00	0.04
FeO	6.85	6.54	11.56	11.71	9.79	11.58
MnO	0.00	0.03	0.02	0.03	0.06	0.12
MgO	19.35	19.27	14.80	14.55	16.69	13.97
CaO	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03	0.04
Na ₂ O	0.89	0.59	0.63	0.58	0.97	0.40
K ₂ O	9.20	9.14	8.66	9.34	8.57	9.10
Total	94.60	94.63	93.43	94.84	95.29	94.80
Mg#	0.83	0.84	0.70	0.69	0.75	0.68
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)						
Si	5.600	5.690	5.630	5.600	5.620	5.520
Al	2.857	2.947	2.999	2.961	2.862	2.781
Ti	0.540	0.440	0.640	0.710	0.690	1.020
Fe	0.880	0.840	1.510	1.520	1.250	1.510
Cr	0.050	0.070	0.010	0.010	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.020
Mg	4.410	4.400	3.460	3.370	3.810	3.240
Ca	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010
Na	0.260	0.180	0.190	0.170	0.290	0.120
K	1.800	1.790	1.730	1.850	1.670	1.810
Suma cat.	16.407	16.357	16.179	16.191	16.202	16.031

III: Clinopiroxenitas hidratadas; IV: hornblenditas

ESPINELAS

Espinelas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	104394	104394	105787	101892	101892	101892	102131	104395	104553A	104553A	103471	103489
	7	16	39	1	2	21	47	145	18	16	45	45
Tipo	I	I	I	II	II	II	II	II	II	II	IV	IV
SiO ₂	0.05	0.02	0.09	0.10	0.10	0.16	0.08	0.06	0.05	0.04	0.14	0.04
TiO ₂	0.22	0.14	0.08	0.23	0.29	0.16	0.07	0.22	0.20	0.25	1.02	1.15
Al ₂ O ₃	51.79	53.80	53.16	61.88	62.10	62.02	64.01	64.01	62.90	63.45	57.26	53.92
NiO	0.26	0.33	0.34	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.00	0.08	0.06
Cr ₂ O ₃	12.69	11.79	12.35	0.03	0.03	0.04	0.05	0.71	0.44	0.53	0.15	0.14
FeO	11.31	10.07	9.23	12.88	13.04	12.65	14.38	12.87	14.88	15.01	22.33	24.93
Fe ₂ O ₃	2.43	1.17	3.65	5.96	5.46	4.77	2.58	2.08	2.04	2.19	7.03	7.27
MnO	0.08	0.07	0.00	0.06	0.10	0.07	0.10	0.14	0.12	0.10	0.03	0.10
MgO	17.97	19.21	20.21	19.16	19.15	19.27	17.92	19.28	17.75	17.76	13.21	10.52
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	96.90	96.60	99.13	100.31	100.31	99.18	99.25	99.41	98.45	99.35	101.28	98.15
Mg#	0.70	0.76	0.74	0.65	0.66	0.67	0.66	0.70	0.66	0.65	0.46	0.38
Cationes calculados en base a 32 O												
Si	0.010	0.000	0.020	0.020	0.020	0.030	0.020	0.010	0.010	0.010	0.030	0.010
Ti	0.040	0.020	0.010	0.040	0.050	0.020	0.010	0.030	0.030	0.040	0.170	0.200
Al	13.410	13.730	13.370	15.150	15.180	15.250	15.630	15.490	15.520	15.510	14.670	14.560
Ni	0.050	0.060	0.060	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010	0.010
Cr	2.200	2.020	2.080	0.010	0.000	0.010	0.010	0.120	0.070	0.090	0.030	0.030
Fe ²⁺	2.070	1.820	1.630	2.210	2.230	2.180	2.480	2.200	2.590	2.590	3.990	4.690
Fe ³⁺	0.400	0.190	0.580	0.920	0.840	0.740	0.400	0.320	0.320	0.340	1.130	1.230
Mn	0.010	0.010	0.000	0.010	0.020	0.010	0.020	0.020	0.020	0.020	0.010	0.020
Mg	5.890	6.210	6.440	5.940	5.930	6.000	5.540	5.910	5.540	5.500	4.280	3.600
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.030	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
K	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	24.120	24.060	24.200	24.300	24.280	24.250	24.130	24.110	24.110	24.100	24.330	24.350

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; IV: hornblenditas

Espinelas de los enclaves máficos y ultramáficos del SCE

Muestra	103657A	104382	104382	104391	104391	104392	104392	104543B	104543B	104543B	104543B
	36	197	204	14	16	94	95	59	61	69	70
Tipo	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV	IV
SiO ₂	0.07	0.03	0.04	0.05	0.03	0.07	0.06	0.12	0.10	0.14	0.14
TiO ₂	0.41	0.31	0.33	0.61	0.98	0.63	0.86	2.54	5.02	5.08	5.08
Al ₂ O ₃	59.23	58.28	58.10	59.00	58.07	57.32	57.40	44.82	34.11	31.87	31.97
NiO	0.00	0.14	0.07	0.04	0.07	0.00	0.08	0.09	0.02	0.06	0.00
Cr ₂ O ₃	0.39	0.17	0.06	0.01	0.07	0.13	0.25	7.13	11.94	13.00	13.35
FeO	18.91	20.77	21.06	23.15	23.90	19.73	20.26	26.74	30.58	30.12	30.41
Fe ₂ O ₃	3.54	6.48	6.47	4.69	5.36	5.91	6.15	9.62	11.96	12.82	12.93
MnO	0.08	0.15	0.22	0.21	0.15	0.13	0.21	0.28	0.30	0.36	0.32
MgO	14.27	13.40	13.28	12.24	11.99	13.98	14.02	9.55	7.79	7.48	7.52
CaO	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	96.96	99.75	99.67	100.02	100.63	97.91	99.32	100.91	101.83	100.93	101.79
Mg#	0.54	0.48	0.47	0.45	0.43	0.50	0.50	0.33	0.26	0.25	0.25
Cationes calculados en base a 32 O											
Si	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.020	0.010	0.030	0.020	0.040	0.040
Ti	0.070	0.050	0.050	0.100	0.160	0.100	0.140	0.450	0.940	0.970	0.960
Al	15.300	15.020	15.000	15.150	14.940	14.950	14.820	12.420	9.980	9.530	9.480
Ni	0.000	0.020	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.020	0.000	0.010	0.000
Cr	0.070	0.030	0.010	0.000	0.010	0.020	0.040	1.330	2.340	2.610	2.650
Fe ²⁺	3.440	3.740	3.800	4.170	4.310	3.600	3.660	5.130	6.140	6.160	6.170
Fe ³⁺	0.580	1.050	1.050	0.760	0.870	0.970	1.000	1.660	2.160	2.360	2.360
Mn	0.010	0.030	0.040	0.040	0.030	0.020	0.040	0.060	0.060	0.080	0.070
Mg	4.670	4.370	4.340	3.980	3.910	4.610	4.580	3.350	2.890	2.830	2.820
Ca	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010
Na	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.020
K	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma Cat.	24.180	24.320	24.320	24.230	24.250	24.290	24.310	24.460	24.530	24.590	24.580

I: enclaves alterados; II: piroxenitas con espinela; IV: hornblenditas

FELDESPATOS

Megacristales de plagioclasa incluidos en los diques alcalinos de lamprófidos y diabasas del SCE

Muestra	101892	102129	102129	102145	102145	103489	103489
	33	12	13	54	62	52	53
SiO ₂	56.96	58.36	57.65	57.34	57.25	57.79	58.24
TiO ₂	0.05	0.07	0.10	0.09	0.05	0.09	0.07
Al ₂ O ₃	26.59	26.30	26.40	26.62	25.76	25.58	25.35
FeO	0.11	0.18	0.24	0.09	0.21	0.13	0.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00
CaO	8.85	8.78	8.77	8.81	7.87	7.53	7.46
Na ₂ O	6.00	6.59	6.59	6.26	7.06	6.87	6.50
K ₂ O	0.40	0.73	0.69	1.11	0.74	0.88	0.79
Total	98.98	101.04	100.45	100.32	98.97	98.93	98.51
Cationes calculados en base a 32 O							
Si	10.316	10.387	10.331	10.298	10.404	10.462	10.551
Ti	0.007	0.009	0.013	0.012	0.007	0.013	0.009
Al	5.671	5.513	5.571	5.630	5.513	5.454	5.408
Fe	0.017	0.027	0.036	0.013	0.032	0.019	0.015
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000
Mg	0.006	0.008	0.003	0.000	0.006	0.005	0.001
Ca	1.717	1.674	1.684	1.695	1.532	1.461	1.448
Na	2.107	2.274	2.290	2.180	2.488	2.412	2.283
K	0.092	0.166	0.158	0.254	0.172	0.203	0.183
Suma cat.	19.933	20.058	20.086	20.082	20.154	20.035	19.898
Términos finales							
Ab	53.8	55.3	55.4	52.8	59.4	59.2	58.3
An	43.8	40.7	40.8	41.1	36.5	35.8	37.0
Or	2.3	4.0	3.8	6.2	4.1	5.0	4.7

VIII.3. PÓRFIDOS MONZO-SIENÍTICOS DEL SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

FELDESPATOS

Feldespatos de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	103669	103669	103669	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6
	67	68	80	37	38	39	46	50	51	52	53
Mineral	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	50.30	53.45	54.03	56.70	58.13	59.85	59.96	59.24	58.10	60.05	60.52
TiO ₂	0.09	0.10	0.05	0.06	0.08	0.04	0.07	0.02	0.12	0.06	0.07
Al ₂ O ₃	31.67	29.27	28.69	26.96	25.79	24.64	24.76	24.44	26.16	24.55	24.45
FeO	0.31	0.39	0.46	0.29	0.38	0.35	0.40	0.31	0.30	0.36	0.36
MnO	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03
MgO	0.07	0.05	0.07	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01
CaO	10.46	10.70	10.73	8.63	7.38	5.92	6.14	5.89	7.47	5.73	5.74
Na ₂ O	4.34	4.65	4.86	5.65	6.14	6.97	6.69	6.28	6.40	6.68	7.03
K ₂ O	0.66	0.95	0.71	1.16	1.54	1.90	1.80	2.09	1.21	2.33	1.89
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.04
Total	97.94	99.61	99.64	99.55	99.48	99.75	99.88	98.33	99.82	99.77	100.13
Cationes calculados en base a 32 O											
Si	9.304	9.724	9.818	10.250	10.496	10.757	10.753	10.784	10.445	10.795	10.821
Ti	0.012	0.014	0.007	0.008	0.011	0.006	0.009	0.003	0.016	0.008	0.010
Al	6.899	6.271	6.140	5.739	5.484	5.215	5.229	5.240	5.538	5.197	5.148
Fe ₂	0.048	0.059	0.070	0.044	0.057	0.052	0.060	0.048	0.045	0.055	0.053
Mn	0.003	0.000	0.000	0.006	0.001	0.008	0.003	0.006	0.000	0.000	0.004
Mg	0.020	0.014	0.018	0.005	0.004	0.004	0.002	0.005	0.005	0.001	0.003
Ca	2.073	2.086	2.089	1.671	1.428	1.139	1.180	1.149	1.439	1.104	1.100
Na	1.557	1.640	1.712	1.980	2.150	2.429	2.326	2.218	2.230	2.328	2.436
K	0.155	0.221	0.165	0.267	0.355	0.435	0.413	0.484	0.276	0.534	0.430
P	0.000	0.010	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.010
Suma cat.	20.071	20.039	20.029	19.980	19.986	20.045	19.975	19.937	20.004	20.022	20.015
Términos finales											
Ab	41.1	41.6	43.2	50.5	54.7	60.7	59.4	57.6	56.5	58.7	61.4
An	54.8	52.9	52.7	42.6	36.3	28.5	30.1	29.8	36.5	27.8	27.7
Or	4.1	5.6	4.2	6.8	9.0	10.9	10.5	12.6	7.0	13.5	10.8

Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico; Ab: albita; feno: fenocristal

Feldespatos de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	103669	SY-6	SY-6	SY-6	103669	SY-20	103669	103669	103669	SY-6	SY-6
	69	47	49	54	64	60	62	75	86	55	59
Mineral	FA	FA	FA	FA	FK	Ab	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	63.20	64.17	64.15	63.80	62.59	68.69	61.59	51.86	54.58	59.51	62.72
TiO ₂	0.02	0.08	0.02	0.06	0.03	0.00	0.07	0.11	0.06	0.08	0.07
Al ₂ O ₃	19.48	19.91	19.96	19.87	18.92	19.26	23.90	30.83	28.53	24.41	22.75
FeO	0.34	0.18	0.17	0.21	0.09	0.17	0.86	0.52	0.56	0.40	0.33
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.06	0.14	0.01	0.00
CaO	0.09	0.64	0.72	0.90	0.09	0.05	1.54	10.31	9.80	4.67	3.91
Na ₂ O	3.20	3.72	4.13	4.06	0.67	11.32	7.40	4.48	5.00	7.04	7.39
K ₂ O	11.50	10.29	10.11	9.55	15.14	0.20	2.99	0.58	1.11	1.97	2.75
P ₂ O ₅	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	97.84	99.00	99.30	98.46	97.53	99.69	98.70	98.75	99.77	98.09	99.96
Cationes calculados en base a 32 O											
Si	11.778	11.755	11.725	11.733	11.839	12.029	11.101	9.500	9.900	10.836	11.201
Ti	0.003	0.011	0.003	0.008	0.004	0.000	0.009	0.015	0.008	0.012	0.010
Al	4.275	4.295	4.296	4.303	4.215	3.972	5.073	6.651	6.094	5.234	4.784
Fe ₂	0.053	0.028	0.026	0.032	0.014	0.024	0.130	0.080	0.085	0.062	0.050
Mn	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.005
Mg	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.075	0.016	0.037	0.003	0.001
Ca	0.017	0.126	0.142	0.178	0.018	0.010	0.297	2.024	1.904	0.911	0.748
Na	1.156	1.321	1.464	1.447	0.246	3.844	2.586	1.591	1.758	2.484	2.558
K	2.734	2.405	2.357	2.241	3.653	0.044	0.688	0.136	0.257	0.457	0.627
P	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	20.016	19.943	20.023	19.944	19.989	19.923	19.973	20.013	20.043	19.999	19.984
Términos finales											
Ab	29.6	34.3	36.9	37.4	6.3	98.6	72.4	42.4	44.9	64.5	65.0
An	0.4	3.3	3.6	4.6	0.5	0.3	8.3	54.0	48.6	23.7	19.0
Or	70.0	62.4	59.5	58.0	93.3	1.1	19.3	3.6	6.6	11.9	15.9

Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico; Ab: albita; feno: fenocristal

Feldespatos de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	103669	103669	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	SY-6	103669	103669
	70	87	40	41	43	56	58	71	74
Mineral	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FK	Ab
Tipo	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz	matriz
SiO ₂	52.97	63.26	64.11	64.22	63.50	62.60	57.86	60.59	65.30
TiO ₂	0.06	0.04	0.08	0.17	0.29	0.28	0.21	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	32.04	19.99	19.29	20.29	20.08	20.58	19.65	21.47	21.30
FeO	0.69	0.17	0.34	0.33	0.50	0.79	1.04	0.10	0.19
MnO	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00	0.08
MgO	0.12	0.00	0.02	0.01	0.02	0.06	0.05	0.00	0.01
CaO	0.86	0.41	0.74	1.26	1.01	0.32	1.53	0.09	1.30
Na ₂ O	4.81	2.61	3.82	4.74	5.89	3.69	2.69	0.47	10.22
K ₂ O	5.50	12.43	10.47	8.43	7.05	10.39	10.32	15.09	0.42
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.03
Total	97.11	98.92	98.87	99.46	98.38	98.72	93.46	97.81	98.88
Cationes calculados en base a 32 O									
Si	9.821	11.702	11.795	11.663	11.627	11.558	11.383	11.445	11.597
Ti	0.008	0.006	0.012	0.023	0.040	0.039	0.031	0.001	0.004
Al	6.996	4.355	4.179	4.340	4.330	4.475	4.552	4.776	4.455
Fe ₂	0.107	0.027	0.053	0.051	0.077	0.122	0.171	0.015	0.028
Mn	0.010	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.014	0.000	0.011
Mg	0.034	0.001	0.004	0.004	0.006	0.016	0.013	0.000	0.001
Ca	0.171	0.081	0.145	0.245	0.198	0.064	0.322	0.018	0.248
Na	1.730	0.935	1.362	1.669	2.091	1.319	1.028	0.173	3.519
K	1.301	2.933	2.458	1.953	1.647	2.446	2.591	3.636	0.095
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
Suma cat.	20.178	20.042	20.008	19.948	20.026	20.041	20.105	20.064	19.958
Términos finales									
Ab	54.0	23.7	34.4	43.2	53.1	34.4	26.1	4.5	91.1
An	5.3	2.1	3.7	6.3	5.0	1.7	8.2	0.5	6.4
Or	40.6	74.3	62.0	50.5	41.8	63.9	65.7	95.0	2.5

Plg: plagioclasa; FA: feldespato alcalino; FK: feldespato potásico; Ab: albita; feno: fenocristal

MICAS Y ANFÍBOLES

Micas y anfíboles de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	Biotitas							
	81847	103669	103669	103669	103669	103669	SY-6	SY-6
	89	61	63	65	84	85	35	36
Tipo	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	36.43	34.34	34.37	35.27	35.11	34.89	34.68	35.37
TiO ₂	8.21	8.85	8.27	8.89	7.97	7.80	7.16	7.33
Al ₂ O ₃	15.28	15.18	15.92	15.18	15.17	14.87	14.97	14.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.92	14.13	13.43	13.37	14.39	13.94	16.13	16.09
MnO	0.06	0.18	0.07	0.10	0.27	0.22	0.37	0.50
MgO	14.29	11.95	13.09	13.05	13.10	13.35	12.20	12.12
CaO	0.06	0.01	0.01	0.02	0.03	0.08	0.00	0.00
Na ₂ O	0.44	0.69	0.71	0.76	0.59	0.64	0.53	0.54
K ₂ O	9.10	8.30	8.53	8.62	9.09	8.72	8.85	8.89
Total	96.79	93.63	94.43	95.28	95.72	94.51	94.89	95.82
Mg#	0.66	0.60	0.63	0.64	0.62	0.63	0.57	0.57
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)								
Si	5.560	5.460	5.400	5.490	5.480	5.500	5.510	5.560
Ti	0.940	1.060	0.980	1.040	0.940	0.930	0.860	0.870
Al	2.747	2.844	2.947	2.783	2.791	2.762	2.801	2.772
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	1.650	1.880	1.770	1.740	1.880	1.840	2.140	2.110
Mn	0.010	0.020	0.010	0.010	0.040	0.030	0.050	0.070
Mg	3.250	2.830	3.070	3.030	3.050	3.140	2.890	2.840
Ca	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000
Na	0.130	0.210	0.220	0.230	0.180	0.200	0.160	0.160
K	1.770	1.680	1.710	1.710	1.810	1.750	1.790	1.780
Suma cat.	16.070	15.980	16.110	16.030	16.170	16.160	16.200	16.160

feno: fenocristal

Micas y anfíboles de los diques alcalinos de pórfidos monzo-sieníticos del SCE

Muestra	Biotitas			Anfíboles			
	SY-6	SY-6	SY-6	103669	103669	103669	103669
	57	42	45	78	79	88	90
Tipo	feno	matriz	matriz	feno	feno	feno	feno
SiO ₂	34.83	35.27	35.85	38.38	38.22	36.29	37.63
TiO ₂	6.97	7.48	6.93	6.52	6.21	6.23	6.77
Al ₂ O ₃	14.81	14.97	14.95	13.97	14.13	18.03	14.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	15.74	15.68	15.74	11.73	11.71	10.99	10.37
MnO	0.30	0.27	0.36	0.19	0.12	0.15	0.04
MgO	12.77	12.28	12.60	11.33	11.34	10.86	12.15
CaO	0.03	0.01	0.00	11.92	11.90	11.59	12.04
Na ₂ O	0.62	0.53	0.62	2.03	1.85	1.95	2.05
K ₂ O	9.01	8.93	9.03	1.77	1.70	1.77	1.69
Total	95.08	95.42	96.08				
Mg#	0.59	0.58	0.59	0.63	0.63	0.64	0.68
Cationes calculados en base a 24 (O, OH, F, Cl)							
Si	5.520	5.550	5.600	5.761	5.755	5.378	5.652
Ti	0.830	0.890	0.810	0.737	0.703	0.694	0.765
Al	2.763	2.775	2.752	2.470	2.505	3.147	2.554
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe	2.090	2.060	2.060	1.473	1.474	1.362	1.303
Mn	0.040	0.040	0.050	0.024	0.015	0.019	0.005
Mg	3.020	2.880	2.940	2.536	2.545	2.399	2.721
Ca	0.000	0.000	0.000	1.917	1.920	1.840	1.938
Na	0.190	0.160	0.190	0.591	0.540	0.561	0.597
K	1.820	1.790	1.800	0.339	0.327	0.335	0.324
Suma cat.	16.270	16.150	16.200	15.848	15.786	15.735	15.859

feno: fenocristal

FE DE ERRATAS

En la página 16 del texto, en el último párrafo, sexta línea, donde dice “han sido clasificado”, debe decir “han sido clasificados”.

En la página 21, en el primer párrafo, cuarta línea, donde dice “que explican como”, debe decir “que se explican como”.

En la página 279, segundo párrafo, segunda línea, donde dice “xenolitos granulíticos de la corteza inferior”, debe decir “xenolitos pelíticos de la corteza inferior”.